



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Eliane Guedes Ferreira

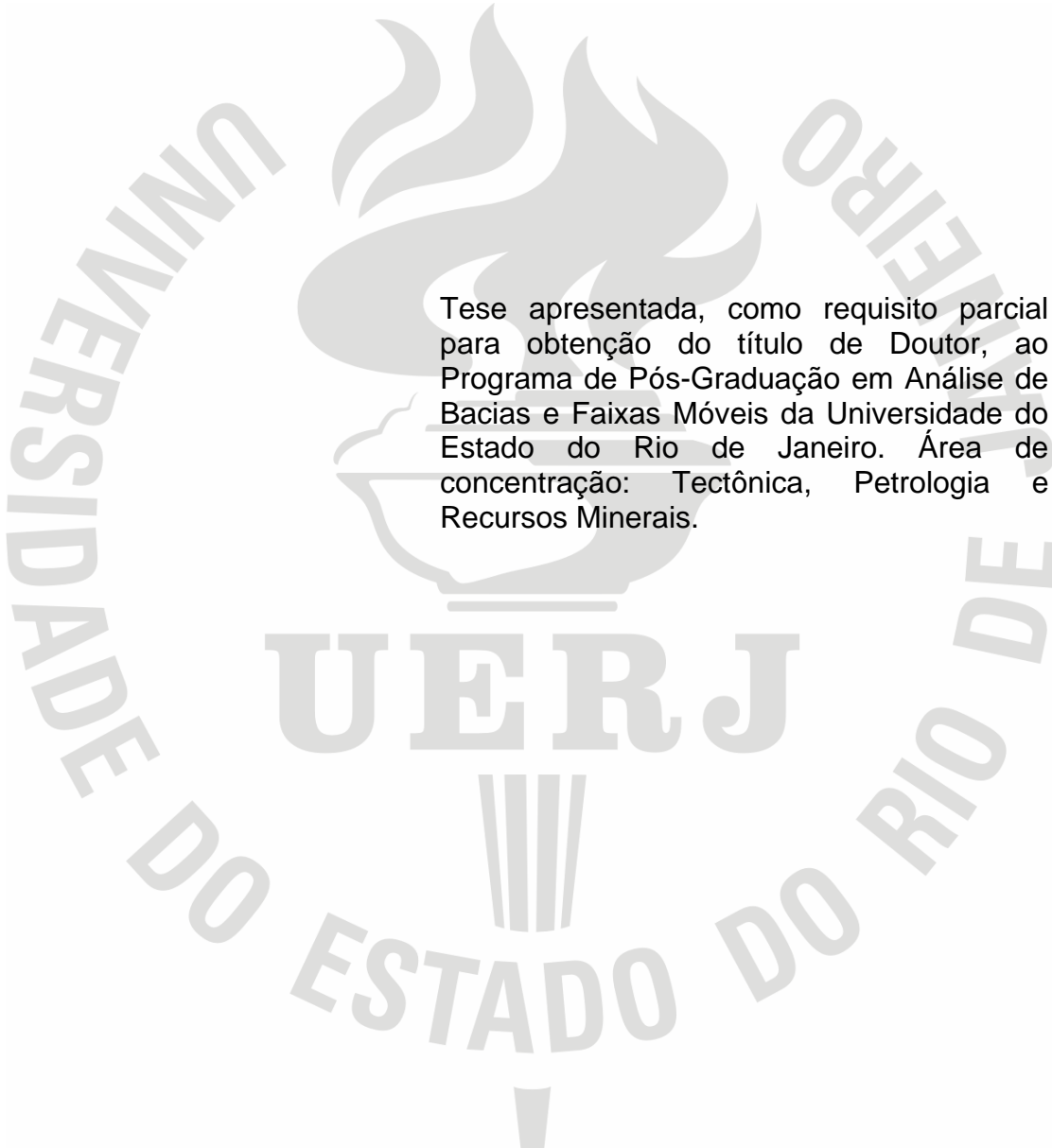
**O enxame de diques da Serra do Mar na região entre Resende e a Baía da
Ilha Grande, RJ**

Rio de Janeiro

2007

Eliane Guedes Ferreira

**O enxame de diques da Serra do Mar na região entre Resende e a Baía da
Ilha Grande, RJ**



Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Monica Heilbron

Co-orientador: Prof^o. Dr. Sérgio de Castro Valente

Rio de Janeiro

2007

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ/REDE SIRIUS/BIBLIOTECA CTC/C

G924

Guedes, Eliane.

O enxame de diques da Serra do Mar na região
entre Resende e a Baía da Ilha Grande / Eliane
Guedes.- 2007.

147 f. : il. color., mapas + anexos

Orientador: Monica Heilbron.

Co-orientador: Valente, Sérgio.

Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio
de Janeiro. Faculdade de Geologia.

1. Diques (Geologia) – Rio de Janeiro - Teses. I.
Heilbron, Monica. II. Valente, Sérgio. III. Universidade
do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia.
IV. Título.

CDU 551.222(815.3)

Eliane Guedes Ferreira

**O enxame de diques da Serra do Mar na região entre Resende e a Baía da
Ilha Grande, RJ**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovado em 10 de agosto de 2007

Orientadores:

Prof^a. Dr^a. Monica Heilbron
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente (Co-Orientador)
Faculdade de Geologia da UERJ

Banca examinadora:

Prof. Dr. Claudio de Morisson Valeriano
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. José Affonso Brod
Instituto de Geociências da UnB

Dr. Pedro Victor Zalan
PETROBRÁS

Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani
Instituto de Geociências da USP

Rio de Janeiro
2007

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos as pessoas que colaboraram com este trabalho durante todas as suas etapas, mesmo que de forma indireta e sem as quais a realização deste seria muito difícil.

A minha família, por todo o apoio incondicional. Minha mãe Ângela, meu exemplo de valores humanos e grande incentivadora dos meus projetos; minha irmã, bióloga e “secretária” Renata por sua ajuda em diversas etapas e minha irmã caçula Carlinha companheira de todas as horas.

A prof^a Dr^a. Mônica Heilbron (DGRG/UERJ), grande amiga e orientadora de longa data que sempre acreditou no meu potencial e trabalho, confiando nas minhas avaliações e incentivando meus pensamentos. E que também nunca mediu esforços para a realização deste projeto, sempre buscando recursos e arrumando alternativas para todas as minhas “ideias”

Ao co-orientador deste trabalho prof. Dr. Sérgio Valente (URRRJ) por me ensinar muito da geoquímica que sei hoje e pelas longas conversas sobre o magmatismo.

Ao prof. Dr. Cláudio Valeriano, leitor crítico deste trabalho, pelas boas sugestões e paciência em corrigir, scanear e enviar os arquivos em tempo recorde.

Aos meus “ex-chefes” e amigos José Kanan, Gustavo e Sandoval, da Expetro Consultoria Internacional em Petróleo e Gás Natural empresa em que trabalhava à época em que comecei este trabalho por sempre me incentivarem a prosseguir e por me liberarem de tantas horas e dias para me dedicar a esta pesquisa.

Aos colegas de trabalho do Departamento de Recursos Minerais do Governo do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) pela colaboração em especial à geóloga Kátia Mansur pelo carinho, confiança e por viabilizar várias das etapas de campo; aos geólogo Francisco Dourado pela ajuda com os mapas e o programa ArcView e Paulo Vicente pela sua colaboração durante meus períodos ausentes; e ao geógrafo Antônio Soares pelas conversas e “troca de ideias” na hora do café.

Ao geólogo, ex-colega de trabalho e amigo Felipe “Buneco” Medeiros, pela sua ajuda nos trabalhos de campo e discussões sobre a evolução do magmatismo na região sudeste.

Ao pessoal da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) em especial à Rosinha do LGPA sempre muito solicita; à Edna da secretaria de Pós-graduação sempre pronta para resolver meus problemas burocráticos; à Rosinha, e os colegas de pós-graduação e companheiros de trabalhos: Thiago Dutra, Artur Corval, Leiliane e Luiz Guilherme Eirado.

Ao pessoal do Laboratório de Gases Nobres da Universidade de Stanford em especial ao Dr. Michael McWilliams que me recebeu muito bem durante a minha estadia e ao Dr. Trevor Dumitru, que mesmo sem me conhecer pessoalmente, me ajudou arduamente na obtenção dos resultados e nas suas interpretação com valiosas discussões.

As geólogas e amigas Manoela Lopes e Maria Emília Oliveira, pelo seu apoio, carinho e longas conversas regadas a café sobre o tema. Ao geólogo e amigo Marcelo Paiva pela leitura crítica dos capítulos.

Ao geólogo, amigo, companheiro e grande incentivador deste trabalho Lúcio Prevatti, por todo carinho e apoio nos momentos de crises e surtos, por ouvir tantas vezes minhas reclamações, pela ajuda nos trabalhos de campo, pelas discussões sobre o assunto e pela paciência na leitura de toda a tese.

Resumo

FERREIRA, Eliane Guedes. *O enxame de diques da Serra do mar na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande – RJ*. 2007, 147f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

A ocorrência de derrames basálticos continentais assim como enxames de diques a estes relacionados tem sido correlacionada ao impacto de uma pluma mantélica na base da litosfera, ao afinamento crustal e à fragmentação de continentes. Um outro modelo sugere que a ascensão do material magmático ocorre por descontinuidades na litosfera não sendo necessária assim a ocorrência de uma pluma mantélica. Na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande, localizada no Estado do Rio de Janeiro, Região Sudeste do Brasil, foram cartografados aproximadamente 140 corpos magmáticos (diques e sills), correlacionados à fragmentação do Gondwana que teve seu ponto máximo a aproximadamente 120 Ma. Estes corpos, em conjunto com outros em outras regiões do Estado do Rio de Janeiro, fazem parte do Enxame de Diques da Serra do Mar. Os corpos cartografados são, em sua maioria, diques e subordinadamente sills que formam três diferentes grupos com base na orientação espacial: NW, NS e NE. A petrografia indicou que estes são formados por basalto, basalto porfirítico, diabásio e micro-gabro sendo a constituição mineralógica formada por fenocristais de olivina, augita e plagioclásio e uma matriz composta por augita, pigeonita, plagioclásio, minerais opacos, apatita, quartzo, clorita e saussurita. Os diques e sills fazem parte de uma série transicional de afinidade toleítica sendo composta por quartzo toleítos classificados como basalto, basalto andesítico, traquibasalto e basalto traquiandesítico. Os toleítos apresentam teores médios de MgO de 4,1% (peso) e teores médios de TiO₂ de 3,70% (peso). Com base na razão (La/Yb)_n e em outras razões de elementos traços, foi sugerida a ocorrência de três suítes magmáticas distintas: 1) Suíte A – (La/Yb)_n entre 7,20 e 11; 2) Suíte B – (La/Yb)_n entre 11,6 e 17,7; 3) Suíte C – (La/Yb)_n entre 24,8 e 32,6. A análise de diagramas bivariantes, multielementares e de elementos traços, sugriu que o provável processo evolutivo destas suítes foi a cristalização fracionada com o envolvimento de uma fonte do tipo enriquecida com pelo menos uma participação do manto litosférico subcontinental. Análises geocronológicas ⁴⁰Ar/³⁹Ar dos corpos da área alvo indicaram idades localizadas no intervalo entre 126,3±4,5 e 155,4±4,6 Ma, com a distribuição média das idades situada no intervalo entre 134-145 Ma, sendo portanto um pouco mais antigas se comparadas as idades de outras áreas do Enxame de Diques da Serra do Mar.

A comparação da orientação espacial dos diques da área alvo com outras áreas do Enxame de Diques da Serra do Mar revelou que somente os diques NE apresentam direções coincidentes tanto com a estruturação do embasamento quanto com a dos outros diques que fazem parte do Enxame. Os corpos com direção NW e NS, abundantes na área alvo são raramente reportados em outras áreas, sugerindo que para área alvo a ocorrência de estruturas NW e NS, como por exemplo falhas e fraturas, exerceram um

controle maior no processo de intrusão do que a estruturação NE do embasamento. Em relação a litogeoquímica, as comparações efetuadas com outras área do Enxame de Diques da Serra do Mar e da Província Magmática do Paraná, indicou que este padrão de mais uma suíte magmática é comum em toda área do enxame, porém não são reportadas razões $(La/Yb)_n$ tão altas quanto as apresentadas pela Suíte A. Os magmas das suítes da área alvo correlacionam-se algumas vezes com os magmas do tipo Urubici e outras com os do tipo Pitanga podendo ser representante de um tipo “hibrido” não representado na Província Magmática do Paraná, mas que seria semelhante ao magma do tipo Paraíba encontrado no Enxame de Diques da Serra do Mar. As idades mais antigas que a média normalmente encontrada para os diques que fazem parte do Enxame de Diques da Serra do Mar sugere que processos distensionais associados à fragmentação do Gondwana já estariam atuando na região sudeste do Brasil há pelo menos 150 Ma.

ABSTRACT

Continental flood basalts and Dike Swarms usually are correlated with the impact of a mantle plume at the base of the lithosphere and continental break-up. In the area located between Resende and Ilha Grande Bay, Rio de Janeiro State, southeast of Brazil, approximately 170 igneous rocks bodies (dikes and sills) were mapped and are correlated with the Gondwana break-up 120 My. The dikes and sills are part of the Serra do Mar Dike Swarm which occur in the coastline and interior areas of the Rio de Janeiro and São Paulo State. The basement rocks are Precambrian gneiss. These magmatic bodies are mostly dikes and few sills, and were divided in three groups based on orientation: NW, NS and NE. Petrography showed that these bodies are basalts, porphyritic basalts, diabases and gabbros. Their mineralogy includes olivine, augite and plagioclase, as phenocrysts, and augite, pigeonite, plagioclase, opaque minerals, apatite, quartz, chlorite and saussurite, as groundmass. These rocks are part of a tholeiitic transitional magmatic serie, classified as basalts, trachy basalts, basaltic trachyandesites and basaltic andesite. The MgO average in these rocks is 4.1 % and they were classified as high-TiO₂ (average of 3.70%). Based on (La/Yb)_n, samples are separated in 3 groups: 1) Suite A – (La/Yb)_n between 7,20 e 11; 2) Suite B – (La/Yb)_n between 11,6 e 17,7; 3) Suite C – (La/Yb)_n between 24,8 e 32,6. Fractional crystallization with sublithospheric mantle source is the most probable evolutive process for those dikes. Comparison between these dikes and Paraná Magmatic Province indicates that the tholeiitic basalts in this work area are similar to Urubici and Pitanga magmas and also similar to Paraíba magma in the other areas of Serra do Mar Dike Swarm. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology for these rocks revealed ages between 126, 3 ± 4,5 and 155,4 ± 4,6 Ma. Clustering is in the interval between 134 – 145 Ma. The comparison of spatial orientation, geochemistry and geochronology data with other areas, suggests that distensive process started at 150Ma in the southeast region of Brazil before the Gondwana break-up.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Enxames de diques associados ao evento magmático na região central do Atlântico a aproximadamente 200 Ma.

Figura 1.2. Ocorrência do Magmatismo associado a ruptura do Gondwana com ênfase nas regiões Sul e Sudeste do Brasil.

Figura 1.3. Mapa de localização da área de estudo.

Figura 2.1. Localização das Grande Províncias Magmáticas.

Figura 2.2. Classificação geométrica dos enxames de diques gigantes segundo Ernst *et al.* 1995.

Figura 2.3. Padrão de orientação dos diques segundo o modelo de Campbell (2001).

Figura 3.2. Localização do Magmatismo do Cretáceo inferior na porção sul da Plataforma Sul Americana e na África

Figura 4.1. Mapa parcial do Enxame de Diques da Serra do Mar.

Figura 4.2. Mapa tectônico do Segmento Central do Sistema Orogênico da Mantiqueira

Figura 4.3. Os três grupos com diferentes orientações que ocorrem na área alvo.

Figura 4.4. Imagem de parte da região sudeste com as principais estruturas do embasamento Pré-Cambriano

Figura 4.5. Diagramas de rosetas com a direção das fraturas na área alvo

Figura 5.1.A) Diagrama TAS de LeMaitrie com curva de Irvine e Baragar (1971); B) Diagrama AFM; C) Diagrama SiO₂ versus Zr/TiO₂

Figura 5.2. Diagramas de variação com a separação entre os tipos de alto e baixo TiO₂.

Figura 5.3. Diagrama de variação Mg versus (La/Yb)_n para os diques toleíticos da área alvo.

Figura 5.4. Diagramas de variação (Lu)_n versus (La)_n (Yb)_n versus (Ce)_n (Yb)_n versus (La)_n (Eu/Gd)_n versus (La/Yb)_n

Figura 5.5. Limites propostos para as suítes com base o modelo de geração magmas basálticos proposto por Wilson (1989)

Figura 5.6. Diagrama de variação com o MgO como abscissa para elementos maiores da Suíte A. São apresentados os coeficientes lineares (R_L^2) e polinomiais (R_P^2)

Figura 5.7. Diagrama de variação com o MgO como abscissa para elementos menores da Suíte A. São apresentados os coeficientes lineares (R_L^2) e polinomiais (R_P^2)

Figura 5.8. Diagrama de ETR normalizados pelo condrito para a suite A.

Figura 5.9. Diagrama de variação com o MgO como abscissa para elementos maiores da Suíte B. São apresentados os coeficientes lineares (R_L^2) e polinomiais (R_P^2)

Figura 5.10. Diagrama de variação com o MgO como abscissa para elementos menores da Suíte B. São apresentados os coeficientes lineares (R_L^2) e polinomiais (R_P^2)

Figura 5.11. Diagrama de ETR normalizados pelo condrito para suíte B.

Figura 5.12. Diagrama de ETR normalizados pelo condrito para a suíte C

Figura 5.13. Diagrama multielementar com as amostras parentais das suítes A (IG-EG-08) e B (VR-253B) normalizadas pelo condrito.

Figura 5.14. Comparação das suítes da área alvo com os magmas de alto TiO_2 da bacia do Paraná

Figura 5.15. Comparação entre as suítes da área alvo com os enxames de diques de Ponta Grossa e da Serra do Mar

Figura 5.16. Comparação entre as suítes da área alvo com os outros sub-enxames do Enxame de Diques da Serra do Mar

Figura 5.17. Comparação da razão $(La/Yb)_n$ entre as suítes da área alvo e os outros sub-enxames de diques do Enxame de Diques da Serra do Mar.

Figura 5.18. Comparação entre os toleítos da área alvo com os derrames basálticos da Bacia de Campos e para uma amostra de basalto da Bacia de Santos

Figura 6.1. Diagrama de platô para as amostras BAN-351, RE-II-10 e VR-288.

Figura 6.2. Diagrama de platô e isocronas para as amostras BP-E-9A e BAN-482D

Figura 6.3. Diagrama de platô para as amostras NSA-226, BP-M-646 E CB-DQ-01 e de isocrona para a amostra NSA-226.

Figura 6.4. Diagrama de platô e isocrona para as amostras NSA-ELS-05 e VR-ELS-9A

Figura 6.5. Diagrama de platô e isocronas para as amostras CB-ELS-14 e BAN-ELS-10.

Figura 6.6. Diagrama de platô e isocronas para as amostras VR-ELS-06 e VR-ELS-8

Figura 6.7. Diagrama de platô para as amostras VR-149, PR-EG01, RE-III-102^a, RE-II-22.

Figura 6.8. Diagrama de platô para as amostras RE-II-22 e RE-II-10

Figura 6.9. Curva de distribuição de idade das amostras.

Figura 6.10. Comparação das idades da área alvo com os derrames de alto TiO_2 da Província Magmática do Paraná, com a Bacia de Santos, com os enxames de Ponta Grossa e Florianópolis e com outras áreas do EDSM.

Figura 6.11. Comparação das idades mais antigas da área alvo com os derrames de alto TiO_2 da Província Magmática do Paraná, com a Bacia de Santos, com os enxames de Ponta Grossa e Florianópolis e com outras áreas do EDSM

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. As oito maiores províncias magmáticas segundo Courtillot *et al*, 1999.

Tabela 3.1. Valores médios de TiO_2 , SR, e Ti/Y para os basaltos toleíticos da Bacia do Paraná, segundo Peate et al (1992).

Tabela 5.1. Limites entre os tipos de alto e baixo TiO_2 e valores médios para os diques toleíticos da área alvo

Tabela 5.2. Comparação entre o MgO e a razão $(La/Yb)_n$ para duas suítes da área alvo

Tabela 5.3. Valores de R^2 e no nível de significância (GS) das equações lineares e polinomiais para a população de amostras da Suíte A. O n representa o número de amostras

Tabela 5.4. Valores máximos e mínimos para as razões de elementos traços incompatíveis e terras raras para a suíte A

Tabela 5.5. Valores de R^2 e no nível de significância (GS) das equações lineares e polinomiais para a população de amostras da Suíte A. O n representa o número de amostras

Tabela 5.6. Valores máximos e mínimos para as razões de elementos traços incompatíveis e terras raras para a Suíte B.

Tabela 5.7. Razões $(La/Yb)_n$, $(La/Nb)_n$ e $(Zr/Nb)_n$ para as fontes dos tipos fértil, enriquecidas e empobrecidas

Tabela 5.8. Valores de SiO_2 , MgO, LOI total para as amostras parentais das suítes A e B

Tabela 5.9. Características do magmas de alto TiO_2 da Província Magmatica do Paraná

Tabela 6.1. Amostras selecionada para datação pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$ e integradas a este projeto de pesquisa.

Tabela 6.2. Idades das amostras da área alvo

Tabela 6.3. Dados utilizados na comparação com as idades da área alvo

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - Introdução, Temática do problema e Objetivos da pesquisa

<i>1.1. Introdução e Temática do problema</i>	1
<i>1.2. Objetivos da Pesquisa e critério de seleção da área estudada</i>	5
<i>1.3. Localização da área estudada</i>	7
<i>1.4. Método de Trabalho e ferramentas utilizadas</i>	9
<i>1.4.1. Revisão bibliográfica e compilação de dados</i>	9
<i>1.4.2. Trabalhos de campo e preparação de amostras</i>	9
<i>1.4.3. Laboratório: Petrografia, litogeoquímica e geocronologia</i>	10
<i>1.4.4. Tratamento dos dados</i>	11
<i>1.4.5. Interpretação dos resultados e comparações</i>	11

CAPITULO II- As Grandes Províncias Magmáticas

<i>2.1. Características gerais das grandes províncias magmáticas</i>	12
<i>2.2. Modelos propostos para a geração as LIPs: Plumas mantélicas ou não?</i>	15
<i>2.2.1. Modelo associado a ocorrência de plumas mantélicas</i>	15
<i>2.2.2. Modelo de geração sem a ocorrência de plumas mantélicas</i>	18
<i>2.3. Material gerado por uma LIP</i>	19
<i>2.4. Os enxames de diques</i>	21
<i>2.4.1. Os enxames de diques e suas associações com a ocorrência de plumas mantélicas</i>	22
<i>2.4.2. Os enxames de diques e suas associações com o modelo de placas</i>	26
<i>2.5. Considerações finais</i>	27

CAPITULO III - O magmatismo toleítico do Cretáceo inferior na porção sul da Plataforma Sul Americana

<i>3.1. A Província Magmática Paraná-Etendeka</i>	28
<i>3.2. O Enxame de Diques do Arco de Ponta Grossa</i>	32
<i>3.3. O Enxame de Diques de Florianópolis</i>	34
<i>3.4. O Enxame de Diques da Serra do Mar</i>	35

3.4.1. <i>Trabalhos anteriores no Enxame de Diques da Serra do Mar</i>	36
3.5. <i>O magmatismo nas bacias sedimentares</i>	40

CAPITULO IV- Geologia de Campo e Petrografia

4.1. <i>O Enxame de Diques da Serra do Mar na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande: Geologia de campo</i>	45
4.1.1. <i>O embasamento precambriano na área alvo</i>	45
4.1.1.1. <i>A tectônica rúptil no embasamento</i>	49
4.1.2. <i>O Magmatismo Mesozóico</i>	52
4.2. <i>O Enxame de Diques da Serra do Mar na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande: petrografia dos diques toleíticos</i>	60
4.3. <i>Comparações regionais e considerações finais</i>	66
4.3.1. <i>Comparação entre a forma de ocorrência e a petrografia</i>	66
4.3.2. <i>Comparação entre a orientação dos diques do Enxame de Diques da Serra do Mar e áreas adjacentes</i>	66

CAPITULO V - Litogeoquímica e Petrogênese do Enxame de diques da área alvo

5.1. <i>Critério de seleção das amostras para litogeoquímica</i>	70
5.2. <i>Discriminação das séries magmáticas e classificação dos litotipos</i>	71
5.3. <i>Discriminação das Suítes toleíticas: Quantas suítes de alto TiO₂ existem na área alvo?</i>	74
5.4. <i>Caracterização dos processos evolutivos</i>	78
5.4.1. <i>Caracterização dos processos evolutivos da suíte A</i>	79
5.4.2. <i>Caracterização dos processos evolutivos da suíte B</i>	85
5.4.3. <i>Caracterização dos processos evolutivos da suíte C</i>	90
5.5. <i>Caracterização das possíveis fontes</i>	91
5.6. <i>Comparações Regionais</i>	93
5.6.1. <i>Comparações com os derrames da Província Magmática do Paraná-Etendeka</i>	94
5.6.2. <i>Comparações com os enxames de diques</i>	97
5.6.3. <i>Comparações com os derrames basálticos das bacias de Campos e Santos</i>	100
5.7. <i>Considerações finais e conclusões</i>	101

CAPITULO VI – Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

6.1. O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ uma breve revisão	104
6.2. Apresentação dos dados	108
6.2.1. Procedimentos Analíticos	111
6.2.2. Interpretação dos Resultados	112
6.3. Comparações regionais e considerações finais	124

Capitulo VII – Considerações Finais e conclusões

7.1. O Exame de Diques da Serra do Mar na Região entre Resende e a Ilha Grande: porque diferentes orientações?	129
7.2. O Exame de Diques da Serra do Mar na Região entre Resende e a Ilha Grande: Litogeoquímica	130
7.3. . O Exame de Diques da Serra do Mar na Região entre Resende e a Ilha Grande: Geocronologia	132
7.4. conclusões	133

Referências Bibliográficas	135
-----------------------------------	------------

ANEXOS

Anexo 1 – Mapas

Mapa Geológico simplificado

Mapa do Magmatismo Mesozóico na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande

Mapa de Pontos

Anexo 2 – Tabelas

Tabela 1 – Dados de Campo

Tabela 2 – Análises Químicas

Tabela 2A. Elementos Maiores

Tabela 2B. Elementos Menores

Tabela 3B. Norma CIPW

Anexo 3 – Preparação de amostras

Anexo 4 – Métodos Estatísticos

CAPITULO I – INTRODUÇÃO, TEMÁTICA DO PROBLEMA E OBJETIVOS DA PESQUISA.

1.1. Introdução e temática do problema

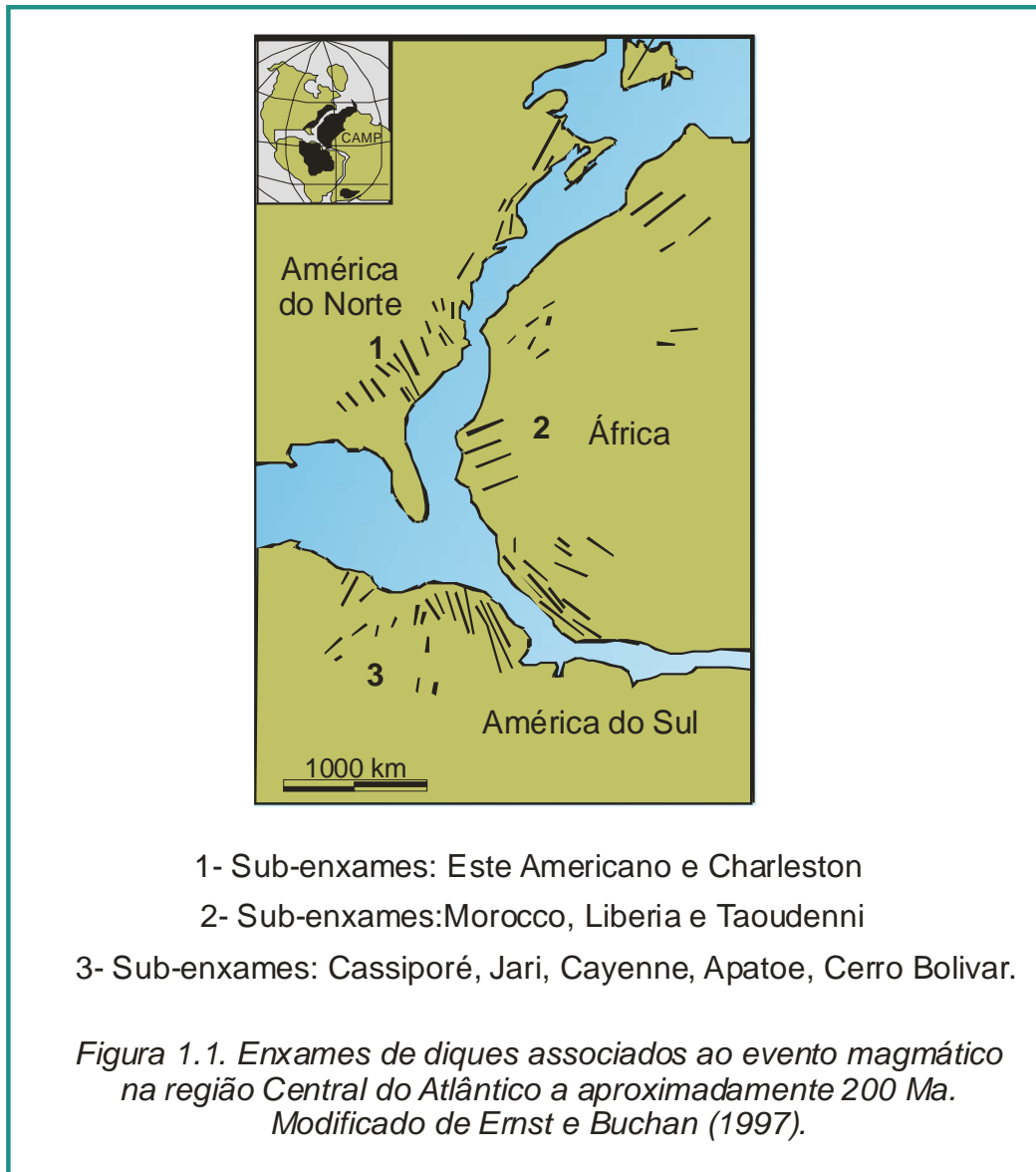
Grandes Províncias Magmáticas (LIP - *Large Igneous Provinces*) são definidas como áreas de ocorrência de grande volume de magmatismo em um curto espaço de tempo muitas vezes relacionadas aos processos de fragmentação continental (White e McKenzie, 1989; Coffin e Eldholm, 1994). A origem deste magmatismo tem sido atribuída à ocorrência de plumas mantélicas e ao desenvolvimento de margens passivas, representando a primeira etapa tectônica que precede a fase rifte.

A Plataforma Sul-Americana, durante a fragmentação do Gondwana e conseqüente formação do oceano Atlântico Sul, foi afetada por intensa atividade magmática. O magmatismo manifestou-se como derrames, enxames de diques e soleiras intercaladas a sedimentos nas bacias Paleozóicas e marginais e seus embasamentos (Almeida, 1986). A composição predominante é basáltica toleítica. Estruturas do embasamento foram reativadas neste episódio tectônico e serviram de conduto para o magmatismo na região continental, sendo, portanto freqüente a ocorrência de diques preenchendo suturas, falhas e fraturas do embasamento e com direções paralelas a lineamentos regionais (Almeida, 1986).

No Brasil, a ocorrência do magmatismo toleítico Mesozóico-Cenozóico está associada a duas diferentes etapas tectônicas. A primeira fase, mais antiga, está relacionada com a fragmentação do Pangea que se iniciou a aproximadamente 230-175 Ma na região do Atlântico Central (Zalán, 2004) e manifesta-se como enxames de diques, que também são observados na América do Norte, África e América do Sul (Figura 1.1). Os registros desta primeira fase no Brasil são os derrames nas Bacias do Solimões, Acre, Amazonas e Parnaíba e os enxames de diques nas regiões Norte e Nordeste.

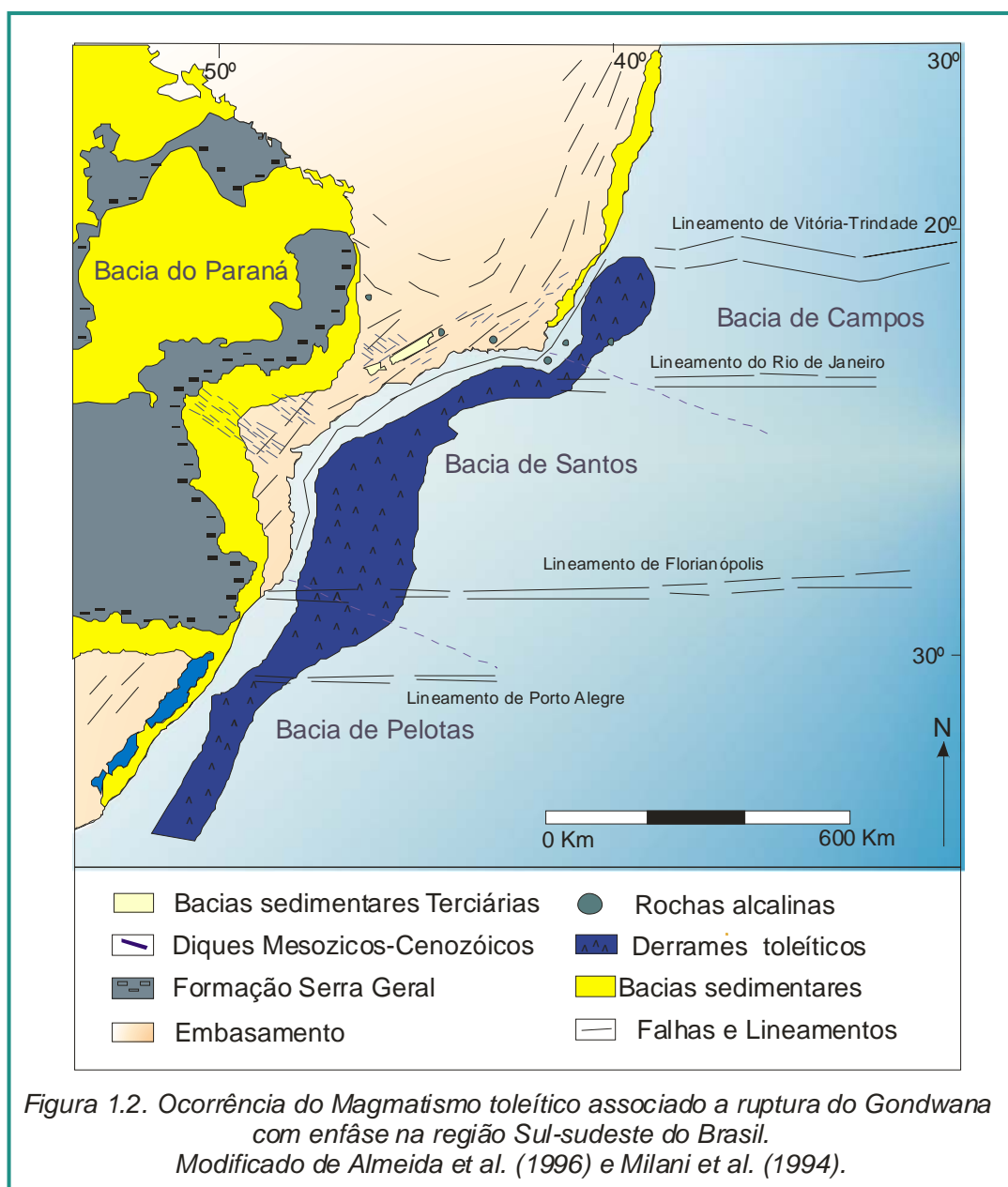
A segunda fase deste magmatismo está associada à fragmentação do Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul, sendo representada nas regiões Sul e Sudeste do Brasil pela Província Magmática do Paraná, por

derrames basálticos nas bacias de Campos, Santos, Espírito Santo e Pelotas e pelos enxames de diques de Ponta Grossa, Serra do Mar e Florianópolis (Almeida, 1986) (Figura 1.2). O intervalo entre 137-120 Ma vem sendo atribuído a esta segunda fase tectono-magmática (Peate, 1997).



Nos últimos 30 anos diversos trabalhos relacionados a este magmatismo foram realizados nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. O magmatismo toleítico foi enfocado principalmente sob o aspecto petrológico e, em alguns casos, dados geocronológicos e isotópicos são apresentados. Como exemplos de trabalhos

relativos aos derrames da Província Magmática do Paraná podem ser citados os de Piccirillo e Melfi (1988), Peate (1997), Marques e Ernesto (2004) e outros. Com relação aos derrames das bacias da margem continental destacam-se os trabalhos de Misuzaki *et al.* (1988), Misuzaki *et al.* (1992) enquanto as contribuições de Renne *et al.* (1992), Valente, (1997), Guedes (2001) Corval (2005) são referentes aos enxames de diques.



A relação entre as estruturas do embasamento precambriano e o magmatismo é evidenciada pelo controle exercido na intrusão dos corpos. Além disso, o grande número de brechas tectônicas silicificadas corrobora a ocorrência de uma tectônica rúptil neste período. Esta relação entre eventos tectônicos rúpteis e o magmatismo na região sudeste do Brasil foi descrita por Ferrari (1989, 1990) e Guedes (2001), por exemplo.

Na área oceânica, com o desenvolvimento de métodos indiretos de observação pela indústria petrolífera e o progressivo avanço do conhecimento sobre as bacias sedimentares, diversos corpos magmáticos assim como um grande número de estruturas rúpteis, foram discriminados por meio de prospecção e sondagens (Moreira *et al*, 2005, Mohriak, 2005, Oreiro, 2005).

A relação entre a ocorrência do magmatismo nas regiões continental e oceânica foi pouco enfocada nos últimos anos. Os trabalhos existentes abordam, em sua maioria, uma região geográfica muito pequena (como por exemplo, os blocos de exploração ou campos de petróleo) e apresentam um cunho muito específico ou, então, referem-se ao magmatismo em uma escala regional. Dados sobre o magmatismo em escala de semi-detalhe são raros. Para a região Sul-Sudeste do Brasil podem ser citados os trabalhos de integração realizados por Macedo (1987, 1989 e 1990), Dias *et al.* (1987), Gorini e Alves (1989), Kowsmann *et al.* (1996), Alves *et al.* (1997) e Cobbold *et al* (2001).

Mesmo com o grande número de trabalhos sobre o magmatismo nas regiões Sul e Sudeste já publicados, muitas questões ainda permanecem em aberto, principalmente no que diz respeito à cronologia do evento e às correlações entre as áreas continental e oceânica. Neste sentido, os enxames de diques representam uma importante ferramenta, já que atuaram como condutos para o magmatismo dos derrames, interagiram com o embasamento precambriano utilizando suas estruturas como conduto, bem como servem à determinação do campo de *stress* à época da separação. Em muitos casos os enxames de diques podem ser os únicos representantes de um pulso magmático já que modificações no relevo devido à ação do intemperismo podem erodir antigos derrames (Ernst e Buchan, 1997).

1.2. Objetivos da pesquisa e critério de seleção da área estudada

Pesquisas envolvendo o magmatismo mesozóico no Estado do Rio de Janeiro, começaram a ser desenvolvidas a partir de 1997 pelo grupo *TEKTOS* (UERJ). Como produtos desta linha de pesquisa podem ser citados diversos trabalhos como os de Heilbron *et al.* (1998), Guedes *et al.* (1999), Tetzner *et al.* (2003), Almeida *et al.* (2005), Dutra *et al.* (2005), Corval *et al.* (2005), Valente *et al.* (2005), Guedes *et al.* (2005), dentre outros. Além destes, várias monografias de graduação, dissertações de mestrado e doutorado, como por exemplo Guedes (2001), Tetzner (2002), Corval (2005).

Os resultados obtidos nestes últimos anos apontam para a existência de diversos compartimentos ou “sub-enxames” de diques com distintas direções dentro do Enxame de Diques da Serra do Mar (Almeida, 1986) no Estado do Rio de Janeiro. Também foram descritas a ocorrência de provincialidade geoquímica em diversas escalas, com várias suítes de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂, encaixadas nas diferentes unidades pré-cambrianas e com diferentes orientações (Ludka *et al.* 1996; Guedes, 2001; Tetzner, 2002; Corval, 2005).

Na região sudoeste do Estado, próximo às cidades de Pedra Selada e Volta Redonda, Guedes (2001) definiu a ocorrência de um destes sub-enxames como “*Enxame de Diques do Embasamento das Bacias de Resende e Volta Redonda*”. Este é caracterizado pela ocorrência de pelo menos três suítes toleíticas de alto-TiO₂, com direções predominantes NW-SE e N-S. Os resultados alcançados sugerem que o magmatismo nesta porção do Estado do Rio de Janeiro se comporta de maneira diferente quando comparado a outras áreas do enxame, tanto com referência à direção dos corpos, como de suas características geoquímicas e idades.

A integração dos resultados obtidos por Guedes (2001) e as sucessivas campanhas de mapeamento do grupo *TEKTOS* indicaram que este sub-enxame entre Pedra-Selada e Volta Redonda se estende em direção à região litorânea localizada entre as cidades Parati e Angra dos Reis, bem como à Ilha Grande. Porém, os dados disponíveis para esta região somente incluem a cartografia e petrografia de alguns corpos.

Pelo acima exposto, com base nos resultados já obtidos, com a pesquisa anteriormente realizada na região de Resende e Volta Redonda, somado à ausência de dados na região litorânea e a sua falta de integração com a área oceânica, pretende-se expandir o estudo do magmatismo desde a região da Serra da Mantiqueira até o litoral do Estado do Rio de Janeiro e assim, contribuir para a caracterização dos episódios tectônicos relacionados ao fragmentação do Gondwana. Adicionalmente, pretende-se ainda integrar dados das áreas continental e oceânica como forma de contribuir para o melhor conhecimento do embasamento da Bacia de Santos e das áreas continentais adjacentes. De forma sintética podemos definir os seguintes objetivos deste trabalho:

- Caracterização do magmatismo toleítico na área entre Resende e a Baía da Ilha Grande, utilizando-se dados petrológicos, geocronológicos e estruturais;
- Correlacionar os dados do magmatismo na área continental com a ocorrência de episódios magmáticos na área oceânica adjacente;
- Correlacionar o magmatismo desta região alvo com outras regiões do Enxame de Diques da Serra do Mar;
- Correlacionar o magmatismo da área estudada com o de outras províncias magmáticas da região sul-sudeste do Brasil (Província Magmática do Paraná, basaltos de Campos e Santos, enxames de diques de Ponta Grossa e da Serra do Mar);
- Verificar, em escala regional, as implicações destes fenômenos, em relação à fragmentação do Gondwana.

1.3. Localização da área estudada

A área-alvo deste estudo está localizada na porção sul do Estado do Rio de Janeiro e em uma pequena área do Estado de São Paulo, englobando desde o interior até a região costeira e também a Ilha Grande (Figura 1.3). Compreende um polígono de aproximadamente 6.804 km², situado entre as coordenadas 44°30'/22°15' e 43°45'/22°15', na porção superior do polígono, e 44°30'/23°15' e 44°00'/23°15', na porção inferior. Engloba as seguintes cartas topográficas na escala 1:50.000 do IBGE: Resende (MI 273-13), Nossa Senhora do Amparo (MI2713/4), Barra do Piraí (MI 2714/3), Volta Redonda (MI 2743/2), Bananal (MI 2743/1), Cunhambebe (MI 2743/3), Parati (MI 27712), Angra dos Reis (MI 27721) e Ilha Grande (27722).

O principal acesso à área de estudo, a partir da cidade do Rio de Janeiro, é feito pela rodovia Presidente Dutra (BR-116) (para a região serrana no interior) e pela Rodovia Rio-Santos (BR-101) (para a região litorânea). Diversas estradas secundárias que cortam a área servem como acesso para as regiões mais distantes do eixo das estradas principais.

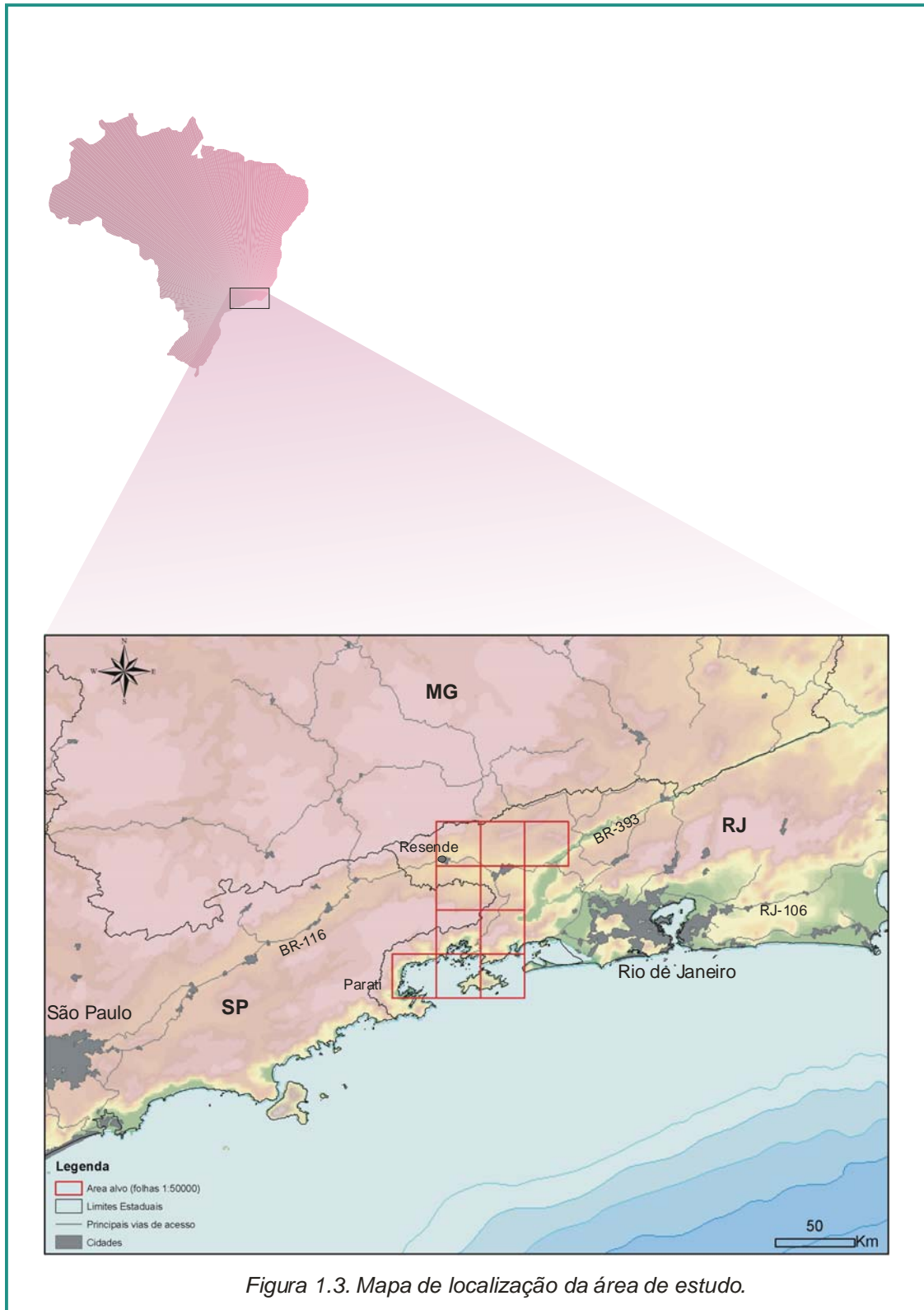


Figura 1.3. Mapa de localização da área de estudo.

1.4. Método de trabalho e ferramentas utilizadas

O método de trabalho utilizado no desenvolvimento desta pesquisa pode ser subdividido em cinco etapas, a saber:

1ª etapa - revisão bibliográfica e compilação de dados;

2ª etapa - trabalhos de campo e preparação das amostras;

3ª etapa - análises em laboratório;

4ª etapa - tratamento e integração dos dados,

5ª etapa - interpretações e comparações.

1.4.1. Etapa de revisão bibliográfica e compilação de dados.

Nesta etapa da pesquisa foi feita uma revisão bibliográfica que incluiu tanto a compilação dos dados sobre o magmatismo de idade mesozóica das regiões Sul e Sudeste do Brasil, bem como do Segmento Central do Orógeno Ribeira, com principal enfoque na geologia da área alvo.

Os dados geo-referenciados encontrados na base de dados do Grupo *TEKTOS* foram integrados e utilizados na confecção de um mapa-base de campo, elaborado no programa *Arcview* 3.3, onde foram destacadas as principais estruturas rúpteis e dúcteis e a ocorrência dos corpos magmáticos toleíticos.

1.4.2. Trabalhos de campo e preparação de amostras.

Foram realizadas diversas etapas de campo para coleta de amostras e observação das estruturas rúpteis e suas relações com o magmatismo toleítico. As etapas de campo tiveram como objetivo a atualização do banco de dados do Grupo *TEKTOS* com informações sobre o magmatismo na área alvo. Como produto final, além do mapa digital atualizado, foi elaborado um banco de dados capaz de armazenar as principais características dos corpos magmáticos tais como número do ponto, classificação petrográfica, idade, direção, coordenada geográfica, dentre outros. Apesar de não estar incluído no escopo deste trabalho, diversas amostras de corpos magmáticos alcalinos foram coletadas e seus dados acrescentados ao banco de dados como forma de contribuir para trabalhos futuros.

A coleta de amostras durante as etapas de campo seguiu critérios rigorosos. Procurou-se obter amostras representativas de todos os intervalos granulométricos. No caso de corpos de grande dimensão e zoneamento textural bem evidente, foram coletadas mais de uma amostra, incluindo todas as partes representativas do corpo. Por outro lado, corpos com xenólitos, muitas fraturas e alterados foram descartados para futuras análises litogeoquímicas e geocronológicas.

As amostras pré-selecionadas na etapa de campo foram enviadas para a confecção de lâminas petrográficas, e posterior preparação para litogeoquímica e geocronologia pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

O procedimento utilizado na preparação das amostras para datações radiométricas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ está descrito no Anexo 3.

1.4.3. Laboratório: Petrografia, Litogeoquímica e Geocronologia

Petrografia

A etapa de descrição petrográfica teve como principal objetivo caracterizar os corpos toleíticos e selecionar as amostras para a litogeoquímica. Esta etapa também serviu como requisito para seleção de amostras para a geocronologia. Foram descritas aproximadamente oitenta lâminas petrográficas, sendo que, destas, vinte amostras de basaltos toleíticos foram enviadas para litogeoquímica. As outras amostras utilizadas nesta pesquisa fazem parte do acervo do projeto de mestrado de Guedes (2001).

Litogeoquímica

As amostras selecionadas para litogeoquímica foram enviadas para o Act-Labs LTD (Canadá) e analisadas pelo método de ICP (*inductively coupled plasma*) tanto AES (*atomic emission spectrometry*) quanto MS (*mass spectrometry*).

Geocronologia

Com base nos dados de campo, petrografia e litogeoquímica vinte e uma amostras foram enviadas para datações radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, sendo

que deste universo oito amostras foram analisadas no Laboratório de Análises de Gases Nobres da Universidade de Stanford (Califórnia, USA) e treze amostras foram enviadas para o Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGEO/USP).

1.4.4. Tratamento dos dados

O tratamento dos dados de campo foi feito no *software Stereonet*, onde foram construídos diagramas de roseta para a atitude dos diques, fraturas e falhas. Os resultados das análises litogeoquímicas foram tratados nos *softwares NewPet e Excel*, onde foram construídos diagramas de variação e multielementares. Os dados geocronológicos foram tratados no *software Isoplot 3.0* (Ludwing, 2003).

1.4.5. Interpretações dos resultados e comparações

A etapa de interpretação de resultados, integração e comparação constou de diversas sub-etapas. A primeira delas foi a formatação dos resultados obtidos pelas diferentes ferramentas. Esta etapa foi fundamental já que para as análises litogeoquímicas e geocronológicas foram integrados resultados de diferentes laboratórios. A segunda, foi a interpretação dos resultados, utilizando softwares específicos para cada uma das ferramentas. Os resultados obtidos foram processados para gerar mapas temáticos, e para caracterizar o quadro geológico do magmatismo. A terceira foi a comparação com dados regionais. Os resultados obtidos na etapa de interpretação foram confrontados com os mapas geológico e estrutural da área, e os dados já publicados sobre o Enxame de Diques da Serra do Mar, a Província Magmática do Paraná e sobre o magmatismo na Bacia de Santos.

CAPITULO II - AS GRANDES PROVÍNCIAS MAGMÁTICAS

2.1. Características gerais das Grandes Províncias Continentais

As Grandes províncias magmáticas (LIP – Large Igneous Province) incluem: platôs oceânicos, derrames basálticos continentais (*CFB - continental flood basalts*), cadeias submarinas, enxames de diques, vulcanismo em margens passivas e algumas grandes intrusões. Os montes submarinos representam uma variedade de LIP, e podem representar o traço de *hotspots* relacionados com basaltos continentais (ex. Cadeia Walvis), outros são classificados como remanescentes de pedaços de platôs oceânicos, e podem até mesmo representar traços de cadeias oceânicas fossilizadas (Condie, 2001).

As LIPS representam, depois das cadeias meso-oceânicas, a mais significativa acumulação de material máfico na superfície terrestre (Coffin e Eldholm, 1994). São relacionadas a diferentes ambientes tectônicos variando de intraplaca continental, margens passivas, intraplaca oceânicos, junções tríplexes e antigas crostas oceânicas. O material que forma uma LIP é predominante basáltico do tipo toleítico. Rochas félsicas e intermediárias podem ocorrer associadas e manifestam-se na forma de derrames ou rochas intrusivas.

Segundo Coffin e Eldholm (2001) para uma área ser caracterizada como uma LIP deve possuir o volume mínimo de 1 milhão de km³. Segundo esta classificação estariam incluídos os pequenos derrames basálticos continentais e os platôs oceânicos. Muitas vezes os enxames de diques são utilizados para se inferir o tamanho de uma LIP, já que estes podem representar seu único registro.

Sheth (2005) propõe a divisão das LIPS em tipos extrusivos e intrusivos, sendo estes formados por grandes batólitos (como por exemplo os Himalaias) e aqueles formados por extensos derrames (como por exemplo os derrames basálticos continentais). O autor propõe ainda um desmembramento da classificação com base na composição química das rochas que fazem parte de uma LIP.

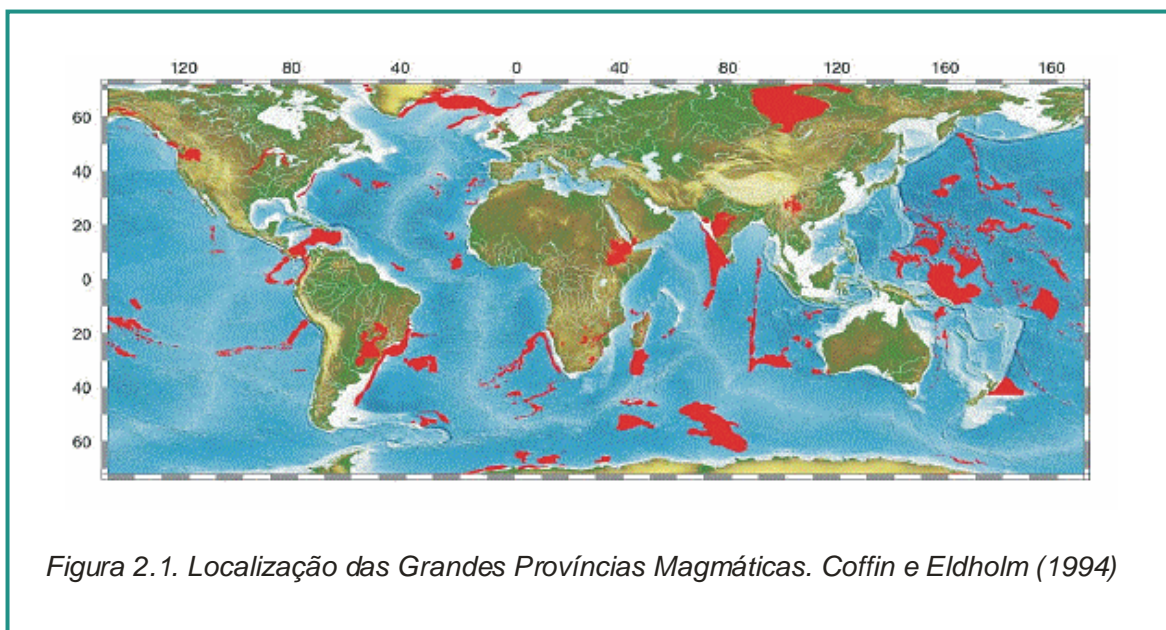
O mecanismo responsável pela geração e formação deste enorme volume de magma em um curto espaço é um tema controverso. Apesar dos inúmeros trabalhos e diferentes idéias geradas pelo assunto, o modelo de White e Mackenzie (1989), que descreve a ocorrência da chegada de uma pluma mantélica na base da litosfera causando afinamento crustal, soerguimento, extensão, além de fragmentação continental, tem sido utilizado para explicar a ocorrência de derrames basálticos continentais.

Courtillot e Renne (2003) sugerem que os dados geocronológicos disponíveis para os derrames basálticos continentais (mesmo incluindo as diferentes idades radiométricas, os diferentes laboratórios utilizados e os diferentes materiais selecionados para datação) apontam na direção de que todo o processo extrusivo dure cerca de 10 Ma, com um curto período de 1 Ma onde mais de 80% do material magmático é emitido.

A ocorrência e distribuição das LIPS no tempo geológico foi sumarizada por Coffin e Eldholm (1994). Os autores concluíram que a maioria das LIPS observadas atualmente tem idades do Mesozóico ao Cenozóico (Figura 2.1) sendo reconhecidas pela ocorrência de grandes derrames na porção mais proximal das bacias marginais e por *seaward dipping reflectors* nas porções mais distais destas bacias. Outro ponto importante a ser ressaltado aqui, é a sua clara relação com os processos de ruptura continental.

De outro lado, as LIPS com idades pré-Mesozóico são raramente preservadas devido à ação de processos erosivos. Muitas vezes só é possível reconhecer o seu sistema alimentador que é evidenciado pela ocorrência de diques, sills e intrusões bandadas (Ernst *et al.*, 2005).

A destruição de LIPS mais antigas, com idade pré-Mesozóico, pode estar relacionada a processos de subducção, colisão continental e erosão. Para Coffin e Eldholm (2001) a ocorrência de algumas seqüências ofiolíticas pode ser um indicador para a localização de LIPS com idade pré-Mesozóico. Courtillot *et al.* (1999) concluíram que as oito maiores províncias continentais estão localizadas no intervalo dos últimos 300 milhões de anos (tabela 2.1).



Província	Idade (Ma)	Volume ($10^6 m^3$)	Duração (Ma)
Columbia River	16 ± 1	0.25	~ 1 (para 90%)
Etiópia	31 ± 1	~ 1.0	~ 1
Atlântico Norte	57 ± 1	>1.0	~ 1
Deccan	66 ± 1	>2.0	~ 1
Madagascar	88 ± 1	?	~ 6?
Rajmahal	116 ± 1	?	~ 2
Serra Geral/ Etendeka	132 ± 1	>1.0	2-5
Antartica	176 ± 1	>0.5	~ 1?

Tabela 2.1. As oito maiores províncias magmáticas segundo Courtillot et al. (1999).

Uma outra visão das LIPS é dada pelo modelo proposto por Morgan (1981), em que o extenso volume de magma gerado é coincidente com as grandes extinções em massa. O mesmo modelo é seguido por Courtillot e Renne (2003) que, estudando a ocorrência de extinções em massa nos últimos 300 Ma, concluíram que a maioria das províncias magmáticas atuais estão relacionadas a um destes eventos. A exceção fica por conta das Províncias Magmáticas do Paraná e de Decan.

Como forma de contribuir ao entendimento dos processos responsáveis pela formação de LIPS, com ênfase principalmente na ocorrência de derrames basálticos continentais e de enxames de diques; e colaborar com discussões nos próximos capítulos, será apresentada neste capítulo uma breve revisão sobre o assunto enfocando: *a)* os modelos propostos para geração deste fenômeno; *b)* material que é gerado; *c)* e as principais características do enxames de diques que compõem as LIPS.

2.2. Modelos propostos para a geração das LIPS: plumas mantélicas ou não?

Diferentes modelos têm sido propostos para explicar a geração e a ocorrência das LIPS. As propostas correlacionam a ocorrência das LIPS a diversos processos como por exemplo o afinamento crustal causado pelo impacto de uma pluma mantélica na base da litosfera, delaminação e descolamento de parte da litosfera, heterogeneidades no manto, fraturas que possibilitam a ascensão do material magmático de regiões profundas até a superfície, impacto de meteoritos dentre outros.

Em linhas gerais podemos agrupar estas diversas propostas em duas correntes: a primeira correlaciona a ocorrência de LIPS com plumas mantélicas e as correntes de convecção; e a segunda com heterogeneidades no manto, ascensão por tectônica e extensão, não sendo necessária a presença de uma pluma, sendo este segundo modelo denominado de modelo de placas.

2.2.1. Modelo associado a ocorrência de plumas mantélicas.

Plumas mantélicas são definidas como anomalias térmicas localizadas no manto com densidades menores que do material adjacente (Condie, 2001). A existência de plumas mantélicas foi inicialmente sugerida por Wilson (1963, *in* Condie, 2001) como explicação para a ocorrência de cadeias vulcânicas como a do Havaí. Segundo o autor, a progressão de idades observada na cadeia seria um indicativo de que a litosfera se movimenta por cima de pontos fixos no manto (plumas mantélicas ou *hotspots*) e o vulcanismo linear seria o registro deste movimento.

Morgan (1971) sugeriu que os derrames de basaltos continentais que compõem as LIPS seriam formados pelo impacto da cabeça da pluma enquanto que as cadeias vulcânicas seriam formadas pelo conduto. Dados obtidos para o magmatismo, especialmente dos derrames basálticos continentais, que representam o tipo mais bem estudado de LIPS, têm corroborado esta hipótese.

Segundo Campbell (2001) a geração de plumas mantélicas pode estar associada a diferentes regiões no interior da terra: a) a região localizada no limite entre o manto e o núcleo, corroborada por dados geofísicos e que explicariam a ocorrência de *hotspots*; b) na região do manto superior, corroborado por dados geoquímicos; ou c) dentro do manto inferior (Kellog *et al.* 1999 *in* Campbell, 2001).

Estudos do comportamento de fluidos em laboratório mostram que a injeção de um fluido quente em uma área relativamente fria ocasiona a subida deste fluido de forma semelhante a uma pluma. O experimento de Griffiths e Campbell (1990) sobre o comportamento dos fluidos e das áreas adjacentes mostrou que devido à densidade e à viscosidade do material que compõe a pluma, está irá se dividir em dois componentes, o conduto responsável pela conexão com a fonte alimentadora da pluma; e a cabeça, geralmente de forma esférica responsável pelo impacto na base da litosfera. Esta se espalha horizontalmente gerando o grande volume de magmatismo das LIPS. Em paralelo, pode ocorrer fragmentação continental.

Outros fatores importantes neste processo relacionados à injeção de fluidos são a subsidência, o soerguimento e a isostasia. Já para Richards (1989) as grandes províncias podem ser formadas por uma anomalia térmica que não necessariamente é correlacionada a ruptura continental.

Morgan (1971) sugere ainda que plumas mantélicas devam envolver necessariamente grande transporte de massa e calor para que consigam chegar até a superfície e manter-se “estáveis” por um certo tempo.

Segundo o modelo de plumas mantélicas, a ocorrência dos derrames basálticos continentais está diretamente associada com o impacto da cabeça da pluma na base da litosfera. A cabeça da pluma seria formada por uma

mistura de material proveniente da sua fonte e por material das regiões que esta atravessa até impactar a base da litosfera. Como resultado deste impacto ocorreria fusão por descompressão e o material magmático gerado poderia se espalhar por grandes extensões. A fusão deste material é contínua ao longo do tempo e dependente da subida da pluma (Campbell, 2001).

Courtillot *et al.* (1999) propuseram um cenário misto, para a geração dos grandes derrames. Segundo os autores o componente ativo deste processo seria a pluma, mas é preciso que haja também heterogeneidade na litosfera atuando como componente passivo.

Com base nestas informações Campbell (1998) propôs a divisão dos derrames basálticos continentais em duas fases distintas. A primeira fase teria como principais características:

- a) A geração de enormes volumes de lavas em áreas superiores a 2000 km e em um curto espaço de tempo;
- b) Soerguimento;
- c) Geração principalmente de magmatismo toleítico e secundariamente de basaltos alcalinos e picritos;
- d) Fluxo da erupção correlacionado a grandes distâncias;
- e) Baixo conteúdo de voláteis e raros piroclásticos;
- f) Subsidência.

A segunda fase seria associada à extensão e afinamento litosférico que, se for seguida pela fragmentação continental e formação de bacias marginais, poderá gerar um volume de magma tão expressivo como na primeira fase. Enxames de diques paralelos à linha de costa de algumas LIPS, seriam os prováveis alimentadores do magmatismo desta segunda fase. Outros estudos também sugerem que a ocorrência dos derrames basálticos continentais pode também estar associada a fragmentação continental (Courtillot *et al.*, 1994).

Com base nesta hipótese, as LIPS continentais podem ser divididas em dois pulsos distintos (Campbell, 1988): o primeiro, denominado de *pré-rift*, é relacionado à chegada de uma pluma mantélica e aos primeiros eventos magmáticos gerados, o segundo pulso, *pós-rift*, seria caracterizado por *seaward dipping relectors* (White e Mckenzie, 1989) e zonas de alta velocidade

na crosta inferior (Menzies *et al.* 2002) que são geradas durante a separação continental. O tempo entre cada um destes pulsos é variável, porém não ultrapassa 10 milhões de anos.

Estudos petrológicos e geoquímico das rochas que formam as LIPS sugerem a participação do manto litosférico como fonte. As diferenças químicas entre LIPS seriam explicadas por diferentes graus de contaminação crustal ou do manto litosférico (Condie, 2001).

2.2.2. Modelo de geração sem a ocorrência de plumas mantélicas

O modelo de geração de LIPS sem a ocorrência de plumas mantélicas, também conhecido como modelo de placas, coloca que o magmatismo seria controlado por processos tectônicos como o stress, heterogeneidades no manto, reciclagem e delaminação da litosfera, viscosidade do magma e a ocorrência de convecção em pequena escala (Anderson, 2005 e outros).

Segundo este modelo, as diferenças de idades ao longo das cadeias vulcânicas poderiam ser explicadas pela propagação de fraturas e falhas transformantes, além de outros processos tectônicos. Outro fator importante que deve ser ressaltado para a argumentação à favor do modelo de placas seria a ausência de LIPS nas regiões iniciais de algumas destas cadeias, evidenciando portanto que o magmatismo não foi gerado por plumas mantélicas. Segundo Anderson (2005), algumas LIPS não estão associadas a nenhuma cadeia vulcânica e vice-versa. Outro argumento utilizado para favorecer este modelo explica que as LIPS não devem ser o único registro da ocorrência de plumas mantélicas.

No modelo proposto por Lustrino (2005), processos de delaminação da litosfera seriam capazes de formar CFB e LIPS. Neste caso a crosta continental e partes ultramáficas da litosfera seriam capazes de “mergulhar” ou afundar quando frias, mas tornam-se flutuantes quando encontram as altas temperaturas do manto. Esta litosfera subduzida é capaz de ser arrastada até a profundidade de 600 Km, onde então os componentes litosféricos começariam a fundir. A presença deste material litosférico na astenosfera poderia explicar as composições isotópicas dos derrames basálticos continentais assim como de

componentes oceânicos. Em conclusão, o afundamento de parte da crosta inferior e parte do manto litosférico é crítico na explicação dos atributos geoquímicos encontrados nos CFB, LIPS e OIBs. Os processos de delaminação e *detachment* (descolamento) da crosta inferior e do manto litosférico são suportados por dados geoquímicos, geológicos, geofísicos e petrológicos.

2.3. O Material gerado por uma LIP

Basaltos ocorrem em diferentes ambientes tectônicos, como por exemplo nas cadeias meso-oceânicas, ilhas oceânicas, margens continentais orogênicas ou como extensos derrames associados ao processo de rifteamento continental.

O magmatismo que forma as LIPS continentais é caracteristicamente bimodal gerando riolitos e basaltos toleíticos em grande escala, o que faz com ocupem uma área com grande extensão. Os basaltos algumas vezes podem apresentar efeitos de cristalização fracionada, mistura parcial, e contaminação crustal. Estudos recentes revelaram diferenças relacionadas a composição dos basaltos toleíticos continentais nas diferentes províncias magmáticas, principalmente no que se refere a geoquímica de elementos traços. A similaridade entre estas rochas fica por conta da geoquímica de elementos maiores e mineralogia.

Os basaltos toleíticos são formados por fenocristais de olivina ± clinopiroxênio e ± plagioclásio e por uma matriz formada por dois tipos de clinopiroxênios ± plagioclásio ± fase opaca ± minerais acessórios, sendo comum também a presença de menos de 5% de quartzo. As texturas encontradas para as rochas basálticas variam desde tipos muito finos, afaníticos ou com evidências de rápido resfriamento (Ex.: minerais com formas de “espinha de peixe”), passando por tipos porfiríticos até tipos equigranulares. As texturas dos tipos ofítica e subofítica são extremamente comuns nos tipos faneríticos. A presença de quartzo em alguns toleíticos resulta, em algumas vezes, em intercrescimento granofírico (Wilson, 1989).

Os basaltos continentais intra-placa possuem composição de elementos maiores similar à dos basaltos de ilha oceânica. Cox (1980) considerou que a assembléia formada por plagioclásio \pm olivina \pm fenocristais de clinopiroxênio é característica dos basaltos continentais e sugeriu o envolvimento de um processo de cristalização fracionada em equilíbrio, sob baixa pressão.

A gênese destes basaltos estaria relacionada à focos de anomalias térmicas pontuais situadas abaixo da litosfera e em níveis profundos do manto fértil.

A maioria dos toleítos que formam uma LIP apresenta baixo MgO (<8%) ou então é saturado em sílica, quando comparados aos magmas primários do manto lherzolítico. Nos derrames basálticos continentais, é comum a ocorrência de magmas toleíticos de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂, definindo muitas vezes uma provincialidade geoquímica.

Os riolitos encontrados nas LIPS também podem ser divididos em grupos de baixo TiO₂ e alto TiO₂. Os riolitos de alto titânio são ricos fenocristais de plagioclásio e têm alto conteúdo de elementos traços incompatíveis. Em contraste, os riolitos de baixo TiO₂ apresentam baixo conteúdo de elementos traços incompatíveis.

A fonte para os magmas que compõem uma LIP tem sido relacionada à fusão parcial do manto peridotítico ocasionada pela chegada da pluma na base da litosfera. Segundo esta proposta a fusão que ocorre na cabeça da pluma é resultado da descompressão adiabática. Todo este processo se daria em condições anídricas.

Um modelo numérico sugere que o ponto de fusão ocorre em dois níveis de profundidades diferentes em uma mesma pluma mantélica. A maior parte da fusão ocorre em uma zona denominada de primária, localizada na cabeça da pluma ou em um nível superficial do “tronco” da pluma, enquanto que a fusão secundária estaria localizada na parte inferior da pluma (tronco), a uma profundidade de aproximadamente 300-500 km, sendo estas duas regiões separadas por uma região onde não ocorre fusão. A alta temperatura seria um fatores responsáveis pela geração de picritos e basaltos toleíticos com alto TiO₂. A variação composicional dos magmas toleíticos, especialmente seu

conteúdo de voláteis, pode ser interpretada como resultado da fusão de uma fonte mais enriquecida ou empobrecida.

Estudos recentes em derrames basálticos continentais sugerem que existem diferentes tipos petrológicos (Turner *et al*, 1996). Alguns seriam gerados pela fusão de peridotito ocasionada pela chegada de uma pluma, outros porém envolveriam a participação do manto litosférico subcontinental. Segundo Lassier e De Paolo (1997), esta participação do manto litosférico em interação com a pluma seria um dos fatores utilizados para explicar os diferentes *trends* observados nos elementos traços e nos isótopos dos derrames basálticos continentais, confirmando a proposta de Gallagher e Hawkesworth (1993), que atribuíram esta diferença ao baixo grau de fusão que ocorre na parte superior do manto litosférico e à presença de água nesta mistura (aproximadamente 0,4 %).

2.4 . Os Enxames de diques

Os enxames de diques representam, em conjunto com os CFB, uma das mais importantes ferramentas para a compreensão dos processos relacionados ao entendimento das LIPS. Os enxames de diques atuam como alimentadores para derrames basálticos continentais, marcam o campo de stress à época do evento magmático, relacionam-se a fragmentação de continentes, utilizam e reativação de antigas estruturas, podem indicar a possível localização da pluma mantélica, bem como muitas vezes, são o único registro da ocorrência da atividade magmática relacionada as LIPS.

Apesar das diferenças entre os dois principais modelos de geração de LIPS, que correlacionam a sua ocorrência com a presença ou não de uma pluma mantélica, apresentados na seção 2.2, os enxames de diques parecem representar um ponto em comum em ambos os modelos dada a sua importância.

A ocorrência de enxames de diques com idades entre Mesozóico e o Cenozóico, associados com grandes províncias magmáticas, foi reportada para diversas áreas como por exemplo Colúmbia River e a Província Paraná-Etendeka.

Ao contrário do que ocorre com os derrames de basaltos continentais, alguns enxames de diques antigos podem ser preservados dos processos erosivos. Muitos dos diques alimentadores, por estarem localizados a uma determinada profundidade ficam protegidos pelos CFB que atuam como escudos. Estes diques antigos representam uma importante ferramenta na localização de antigas LIPS e também da possível ocorrência de antigas plumas. Um exemplo da ocorrência destes diques mais antigos é o enxame de diques Mckenzie, localizado no norte do Canadá, com idade estimada de ca. 1267 Ma e cobrindo uma área de $2.7 \times 10^6 \text{ Km}^2$ e se estendendo por mais de 2600 Km (Farig, 1987).

Ernst *et al.* (1995) definiram os enxames de diques que compõem uma LIP como grupos de diques geneticamente correlatos e com diversas composições, sendo esta variável de acordo com o ambiente tectônico.

A ocorrência de enxames de diques é relacionada com regiões da crosta possivelmente mais fracas. Estes podem ser também definidos como fraturas preenchidas por magma e como um dos principais meios pelos quais magmas basálticos chegam até a superfície.

2.4.1. Os enxames de diques e a sua associação com a ocorrência de plumas mantélicas

A ocorrência dos enxames de diques representa uma importante ferramenta utilizada para se estimar a localização de uma pluma mantélica. Os enxames são relacionados com a fase de soerguimento ocasionada pelo impacto da cabeça da pluma e a fragmentação de continentes.

Esta associação entre enxames de diques, CFB e plumas mantélicas foi proposta inicialmente por Morgan (1971) tendo como base a observação de algumas províncias basálticas que parecem ter seu início correlacionado a traços de *hotspots*.

Um exemplo desta associação é a Província Magmática do Atlântico Central (ou *CAMP –Central Atlantic Magmatic Province*) apresentada no Capítulo I (Figura 1.1). Segundo o modelo, os diques que compõem esta província foram provavelmente injetados lateralmente por mais de 2.800 km da

região da cabeça da pluma, que tem sua localização estimada próximo à junção tríplice entre a América do Norte, América do Sul e África antes do *break-up* do Atlântico Norte a 200 Ma (Ernest e Buchan, 1997).

Em linhas gerais, os enxames de diques gerados pelo impacto de uma pluma são formados por corpos de diversas proporções, com média entre 10-20 metros de comprimento podendo até mesmo ser formado por diques “gigantes” que apresentam comprimento superior a 200 km, segundo a classificação proposta por Ernst *et al* (1995).

A direção do enxame é um dos parâmetros utilizado para se estimar a localização da pluma e os padrões da litosfera à época da intrusão. Ernst e Buchan (1997) propõem que a orientação dos diques se dá na direção perpendicular ao stresse máximo da crosta, podendo ocorrer também enxames com distribuição radial sugerindo que todos os corpos foram injetados a partir do mesmo ponto. A convergência dos pontos dos enxames de diques também pode ser usada para detectar as áreas com maior soerguimento (Ernst e Buchan, 2001).

Os modelos de fluxo magmático para enxames de diques radiais vêm sendo relacionados com a geração de magma que ocorre na região da cabeça da pluma. Ernst *et al.* (1995), estudando o mecanismo de *emplacement* de diques gigantes e os seus padrões geométricos, propuseram a ocorrência de cinco tipos de arranjos geométricos (Figura 2.2). Os tipos de I a III representam diques que ocorrem em um padrão radial, estando os tipos I e II associados ao soerguimento e o tipo III associado à ocorrência de junção tríplice; os tipos IV e V são representados os corpos que ocorrem em arranjos paralelos.

O tipo I, apresenta um padrão contínuo por uma área de aproximadamente 2500 km sugerindo que a fonte magmática estaria possivelmente localizada ao redor do ponto central desta área.

Os do tipo II, semelhante ao tipo I, são caracterizados pela ocorrência de rochas vulcânicas e plutônicas na região central do enxame. Em alguns casos, esta ocorrência está distante do ponto central cerca de 300 km e *gaps* entre sub-enxame são comuns.

O tipo III, indica fluxo magmático sub horizontal. No tipo IV, o soerguimento associado com a chegada da cabeça da pluma provoca uma mudança na topografia e no padrão de intrusão. Neste caso, a localização do ponto central é associada ao tronco da pluma (*tail*) produzindo diques menores se comparados aos que são associados com a cabeça da pluma.

Os diques tipo V são confinados a algumas zonas e podem apresentar padrões curvados. A ocorrência de padrões intermediários dentre estes apresentados também é comum e até mesmo a combinação de dois ou mais tipos podem existir.

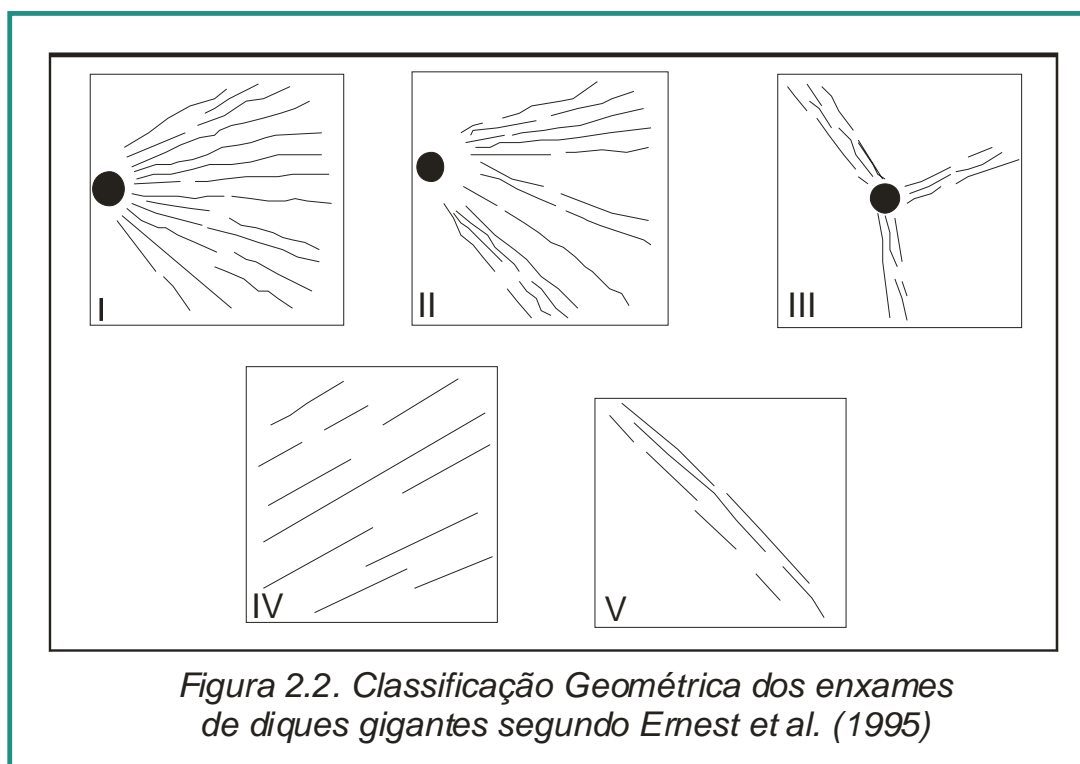


Figura 2.2. Classificação Geométrica dos enxames de diques gigantes segundo Ernest et al. (1995)

A ocorrência de enxame de diques com idades entre Mesozóico-Cenozóico que mostram padrões radiais, sugere que os enxames relacionados aos derrames basálticos continentais, podem ter seu *emplacement* associados a qualquer estágio da chegada da pluma.

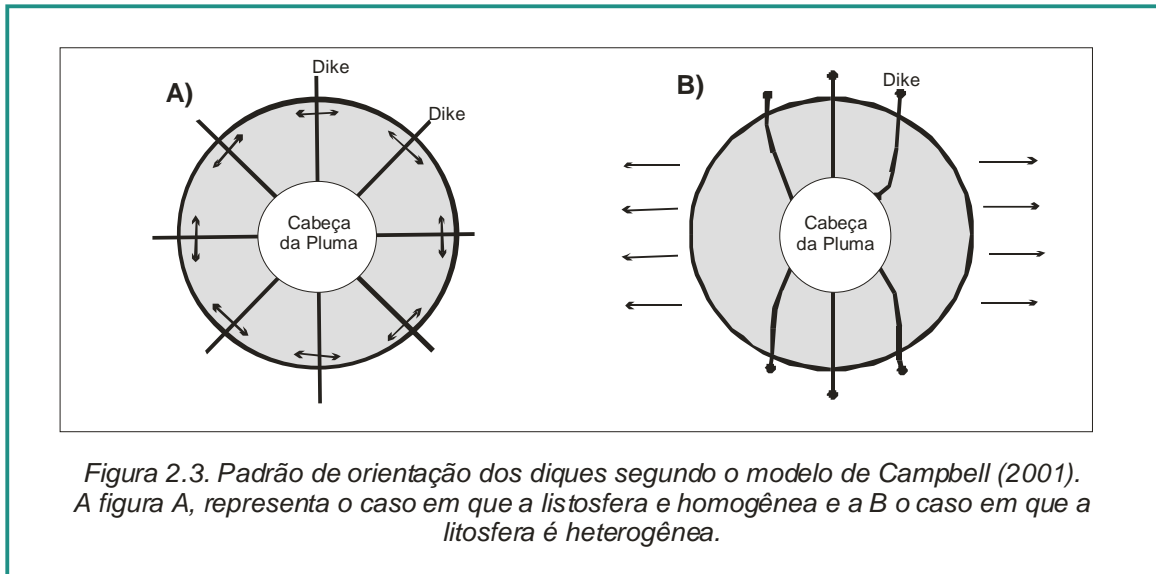
Farig (1987) propôs ainda que enxames de diques associados com a fragmentação de supercontinentes podem ocorrer paralelos ao rifte, como por exemplo o enxame de diques paralelo ao Mar vermelho.

No caso do Pangea estima-se que os enxames de diques a este relacionados intrudiram lateralmente a mais de 2.800 Km da cabeça da pluma, localizada próxima à junção tríplice entre a América do Norte, América do sul e África há aproximadamente 200 Ma.

A ocorrência de sub-enxames dentro de um mesmo evento magmático pode ser relacionada ao desenvolvimento de diferentes câmaras magmáticas que estariam localizadas ao redor da pluma mantélica, sendo que cada uma destas câmaras seria a responsável pela injeção de um dos sub-enxames de diques. No caso destas câmaras estarem situadas distantes uma das outras podem ocorrer *gaps* entre os diversos sub-enxames (Baragar *et al* 1996).

A orientação dos diques que fazem parte dos derrames basálticos pode ocorrer de diversas maneiras. Idealmente se a litosfera é homogênea e nenhuma força externa atua sobre a região, a extensão seguirá ao domeamento e os diques ou riftes provavelmente se desenvolverão de forma perpendicular a direção do stress mínimo, isto é, irão se desenvolver de maneira radial. No caso da litosfera heterogênea e de forças externas atuando,- os diques sofrerão uma deflexão e serão re-orientados de forma perpendicular a força aplicada apresentando assim uma orientação curva (Figura 2.3). A orientação dos corpos também pode ser influenciada por regiões de fraqueza da litosfera como por exemplo, nas áreas onde ocorrem falhas e fraturas.

O padrão de orientação produzido por diques que fazem parte dos derrames basálticos e dos diques produzidos por extensão são contrastantes. No primeiro caso, os diques formarão um padrão em uma única direção perpendicular a direção de extensão. No caso de áreas com *break-up* continental os diques irão se desenvolver paralelos à nova linha de costa.



2.4.2. Os Enxames de diques e suas associações com o modelo de placas.

A ocorrência dos enxames de diques e dos CFB, principalmente aqueles mais jovens com idades entre o Cenozóico e o Mesozóico tem sido alvo de trabalhos mais recentes (ex. McHone, 2005) que tentam correlacionar a ocorrência do magmatismo com outros fenômenos que não só a chegada de uma pluma mantélica.

Segundo esta visão, muitos derrames basálticos e enxames de diques não estão associados com ocorrência de cadeias vulcânicas, ou no caso do magmatismo intraplaca com a localização de nenhuma das LIPS. Alguns CFB podem ser associados até mesmo a processos de convergência continental.

Segundo McHone *et al.* (2005) a ocorrência de enxames de diques gigantes implica que deve haver uma forte componente termal ou composicional (ou ainda ambas) agindo no manto superior e causando um *stress* na litosfera em um curto período de tempo. Além disso este tipo de padrão radial ocorre geralmente em diques rasos e que estão localizados próximos ao ponto de injeção. Os parâmetros que controlam a intrusão de diques seriam a densidade, a viscosidade do magma, a orientação, e o *stress* da litosfera.

No modelo de placas o controle tectônico que é empregado pelas estruturas do embasamento de uma determinada área seria um dos principais

responsáveis pela localização dos enxames de diques. A observação de diversos enxames associados a LIPS sugerem que muitos destes são relacionados a fissuras e não apresentam qualquer padrão radial.

O estudo de enxames denominados de radiais e associados com a ocorrência de LIPS, mostrou que muitos destes são bem mais antigos que as LIPS não tendo qualquer relação com o evento (Anderson, 2005).

2.5. Considerações finais.

Uma análise comparativa dos dois principais modelos propostos para a formação de LIPS, sugere uma gama de aspectos positivos e negativos em cada um deles.

O modelo de plumas mantélicas, que tem sido consolidado ao longo dos anos por meio da publicação de inúmeros artigos e diversas pesquisas, associa a ocorrência de LIPS com o impacto de uma pluma na base da litosfera gerando um grande volume magmático em um curto espaço de tempo. Porém, algumas questões permanecem em aberto, como por exemplo a relação da ocorrência de corpos magmáticos (diques) com as estruturas pré-existentes no embasamento ainda não é bem explicada. O mecanismo de intrusão dos corpos não pode ser somente relacionado com o impacto da pluma.

Em contrapartida, o modelo de placas não pode ser fundamentado somente em heterogeneidades do manto e ascensão por fraturas. Deve também levar em consideração a ocorrência de claras plumas mantélicas como, por exemplo, a que foi responsável pela formação da Província Paraná-Etendeka.

CAPITULO III – O MAGMATISMO DO CRETÁCEO INFERIOR NA PORÇÃO SUL DA PLATAFORMA SUL AMERICANA

3.1. A Província Magmática Paraná-Edendeka

A Província magmática Paraná-Etendeka (Figura 3.1) ocupa uma área aproximada de 1.200.000 Km² sendo 96% desta na Plataforma Sul Americana e 4% na África. Apresenta dois grandes enxames de diques associados. O primeiro, denominado de Enxame de Ponta Grossa apresenta direção NW-SE. O segundo, com *trend* estrutural NS, ocorre aproximadamente à paralelo a linha de costa africana, sendo integrado pelo Enxame de Diques da Namíbia (Hawkesworth, *et al.*, 2000). A idade estimada para este magmatismo abrange o período entre 137-127 Ma (Renne *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994).

As cadeias de Walvis e Rio Grande são interpretadas como traços fósseis da Pluma de Tristão da Cunha e seriam os representantes da conexão entre os basaltos que ocorrem no Paraná e os de Etendeka.

Estudos petrogenéticos na Província Magmática do Paraná se iniciaram na década de 80 tendo sido sintetizados por Piccirillo e Melfi (1988). Seguindo-se a estes autores, outros trabalhos contribuíram com novas informações sobre a estratigrafia das lavas (Ex.: Peate *et al.*, 1990), geoquímica e modelos petrogenéticos (Ex.: Turner *et al.*, 1996, Comin-Chiramonti *et al.*, 1997), geocronologia (Ex. Turner *et al.*, 1994), magmatismo intrusivo (Ex.: Regelous, 1993) e paleomagnetismo (Ex.: Raposo e Ernesto, 1995).

As rochas da Província Magmática do Paraná não apresentam composições químicas primárias, sendo as rochas vulcânicas representadas principalmente por basaltos toleíticos e andesíticos, que constituem cerca de 90% dos derrames, além de andesitos toleíticos (7%) e riodacitos e riolitos (3%) (Marques e Ernesto, 2004).

A divisão inicial proposta para os basaltos da Província Magmática do Paraná, é relacionada com o teor de titânio (TiO₂) e de fósforo (P₂O₅) presente nas amostras. Os basaltos foram divididos em dois grupos, o primeiro com alto teor de TiO₂ e o segundo com baixo teor de TiO₂ (Bellieni *et al.*, 1984; Mantovani *et al.*, 1985). O valor limítrofe entre os grupos é de 2,0% de TiO₂,

sendo assim, amostras com teores de titânio inferiores a 2,0% estão situadas no grupo de baixo titânio ao passo que amostras com teores superiores a 2,0% estariam situadas no grupo de alto titânio. Outro critério utilizado para discriminar as suítes de baixo e alto TiO_2 é a razão Ti/Y utilizando-se um valor limítrofe de 310 (Hergt *et al.*, 1991).

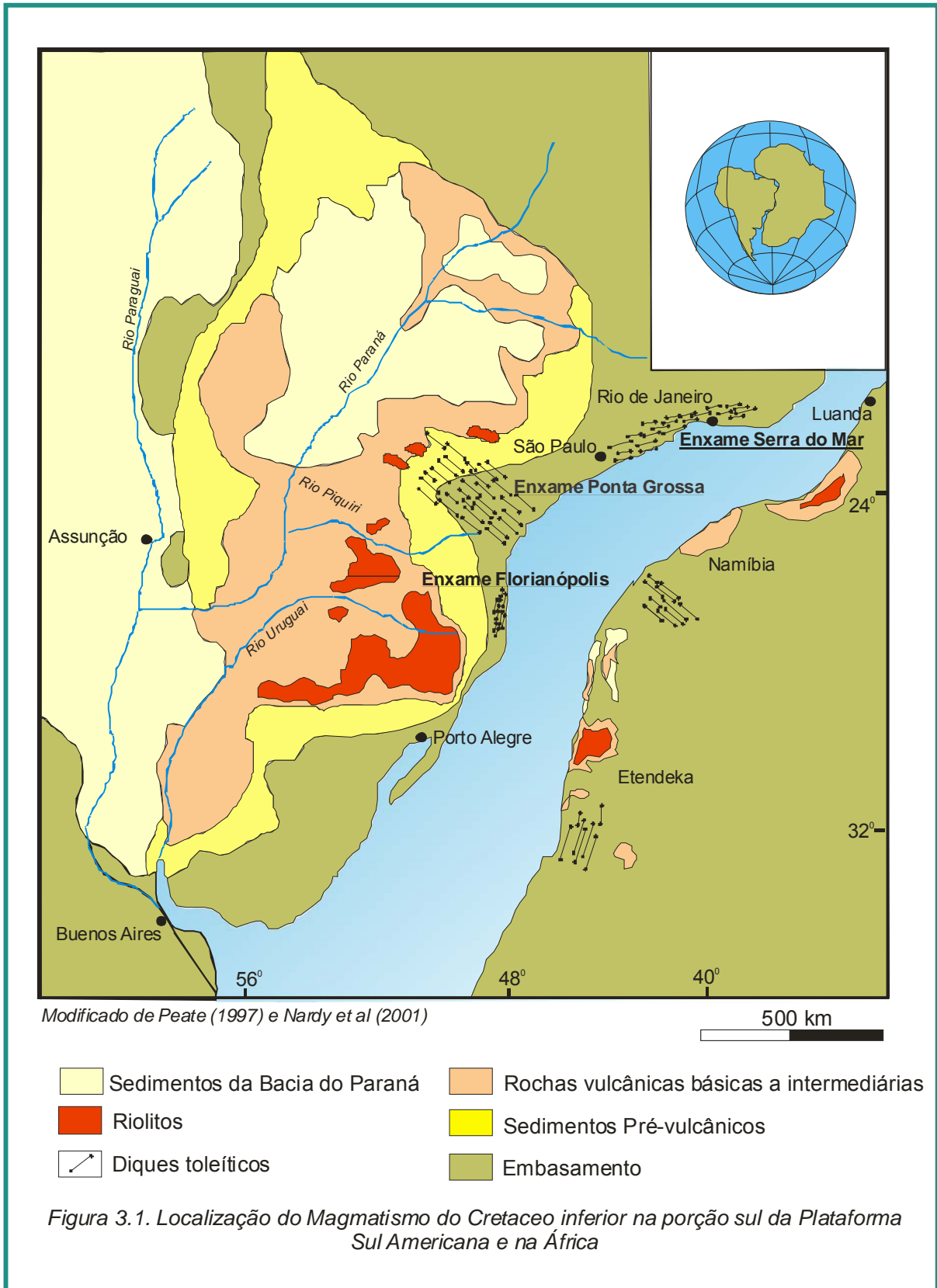
Os basaltos de alto titânio ocorrem predominantemente na região norte da província, ao passo que os de baixo titânio são predominantes na porção sul. Os grupos de alto titânio também são caracterizados por elevado P_2O_5 e elementos traços incompatíveis se comparados aos tipos de baixo TiO_2 .

Assim como os basaltos, os riolitos encontrados na Província também são divididos em dois grupos. O tipo Chapecó é o representante do grupo com alto teor de TiO_2 , e apresenta também conteúdos elevados de Na_2O , K_2O , P_2O_5 , e traços incompatíveis, se comparados ao tipo Palmas, que é o representante do grupo de baixo TiO_2 (Marques, 2001).

Posteriormente a esta divisão, seis diferentes grupos de magmas foram propostos por Peate *et al.* (1992), com base na proporção de elementos maiores, menores e traços (Tabela 3.1). No grupo de alto TiO_2 são incluídos os magmas do tipo Pitanga e do tipo Paranapanema, localizados na porção norte da província, e o tipo Urubici, localizado na porção sul da bacia. O grupo de baixo TiO_2 inclui os magmas do tipo Gramado e Esmeralda, localizados na parte sul da bacia e Ribeira, localizado na porção norte.

Tipo de magma	TiO_2 (%peso)	Sr (ppm)	Ti/Y
<i>Urubici</i>	> 3,3	>550	> 500
<i>Pitanga</i>	>3	>350	>350
<i>Paranapanema</i>	2,0-3,0	200-450	>330
<i>Gramado</i>	≤ 2	140-400	<300
<i>Ribeira</i>	<2	120-250	<300
<i>Esmeralda</i>	≤ 2	200-375	>300

Tabela 3.1 – Valores médios de TiO_2 , Sr e Ti/Y para os basaltos toleíticos da Bacia do Paraná, segundo Peate *et al.* (1992).



Os basaltos do tipo Gramado são enriquecidos em elementos terras raras leves (ETRL) e apresentam anomalia negativa de titânio quando normalizados pelo manto primitivo (Peate, 1997). Já o tipo Esmeralda é similar ao tipo Gramado porém com razões $Ti/Zr > 60$. Ambos apresentam anomalia negativa para o Ti e Nb (Peate e Hawkesworth, 1996). Os mesmos autores concluíram que os magmas do tipo Gramado provavelmente evoluíram por um processo de AFC, com uma grande contribuição do manto litosférico subcontinental, e que os magmas do tipo Gramado e Esmeralda teriam magmas parentais distintos.

Os magmas de alto titânio dos tipos Paranapanema e Pitanga, situam-se na porção norte da província e são bastantes distintos entre si. Estes compreendem aproximadamente metade do conteúdo de magmas preservados na província. Peate *et al.*, (1992) demonstraram que os magmas de alto titânio possuem anomalia negativa de Nb e que apresentam uma variação isotópica Sr-Nd bem restrita se comparados aos tipos de baixo titânio, podendo ser este um indicativo de que estes magmas foram pouco afetados por contaminação crustal em oposição aos tipos de baixo titânio.

Modelos petrogenéticos elaborados para os basaltos da Província Magmática do Paraná são compatíveis com um processo de diferenciação por cristalização fracionada. (Bellieni *et al.*, 1984, Piccirillo *et al.*, 1998, Marques e Ernesto, 2004).

No caso da Província Magmática Paraná Etendeka diversos estudos e idéias foram desenvolvidos de forma a tentar explicar o seu processo de evolução, que culminou com a separação dos continentes Sul-americano e Africano, bem como para se compreender o fenômeno que seria responsável pela geração de tão expressivo volume de magmas basáltico.

Dentre os modelos propostos podemos citar os que utilizam a pluma de Tristão da Cunha como a fonte de calor na base da litosfera que ocasionou a fusão do material (Turner *et al.*, 1999 entre outros); o afinamento da litosfera e conseqüentemente o soerguimento e extravasamento de material (Mckenzie, 1989); a delaminação e contaminação por material de crosta continental mais antiga proposto por Gibson *et al.* (2005).

Ernesto *et al.* (2002) apresentou um modelo alternativo no qual a fonte de calor necessária para a geração do material pode ser encontrada nas extensas anomalias térmicas do manto profundo, cuja existência tem sido comprovada por tomografia sísmica e anomalias geóides.

A hipótese de que o impacto da Pluma de Tristão da Cunha na base da litosfera seria o fenômeno responsável pela geração dos basaltos da Província Magmática do Paraná tem sido bastante utilizado. Entretanto novos resultados paleomagnéticos e radiométricos obtidos por Marques e Ernesto (2004) demonstram que houve migração da atividade ígnea de sul para norte e portanto descartariam o envolvimento da Pluma de Tristão da Cunha partindo de uma área localizada na região do Arco de Ponta Grossa.

A ocorrência de distintas suítes na província também sugere a participação de outros fatores além da Pluma, tal como no modelo proposto por Gibson *et al.* (2005). Neste caso, os autores sugerem que a composição da Pluma de Tristão da Cunha sofreu modificações nos últimos 135 Ma, bem como 15 % da composição da pluma é gerada por assimilação de rochas da crosta continental local.

3.2. O Enxame de Diques do Arco de Ponta Grossa

O enxame de diques do Arco de Ponta Grossa (Figura 3.1) ocorre no litoral da região sul do Brasil, intrudindo rochas do embasamento Brasileiro por meio de fraturas e falhas de distensão transversais à estrutura do embasamento. Os diques também intrudem as rochas da Formação Itararé e parte dos derrames da Bacia do Paraná. O enxame é composto predominantemente por diques de basalto, ocorrendo também andesitos e riolitos.

A direção preferencial das intrusões é NW, ocorrendo poucos diques com direção NE (Almeida, 1986). Kiang e Koswsman (1984) sugeriram que esta disposição NW dos diques de Ponta Grossa e a disposição NE dos diques que compõem o Enxame da Serra do Mar, poderiam representar um possível ponto tríplice, pois as direções fazem aproximadamente um ângulo de 120° entre elas. Este ponto tríplice poderia estar associado ao processo de *break-up* do

Gondwana. O arco seria a região abortada durante o processo de rifteamento passivo sobre um manto anormalmente quente. Segundo os referidos autores, a direção NW do Arco de Ponta Grossa estaria relacionada com a torção da Placa Sul-Americana que gerou um campo de tensões NE-SW, coincidente com a região arco e outro NW-SE, coincidente com os esforços distensivos responsáveis pela formação das bacias litorâneas. Turner *et al.* (1994) consideraram que esta possível junção tríplice seria um indicativo de que uma pluma mantélica esteve abaixo da região sudeste durante o Cretáceo Inferior, localizada próxima dos derrames do setor norte da Formação Serra Geral.

Os basaltos do enxame de Ponta Grossa são, em sua maioria, relacionados ao tipo Paranapanema que ocorre na Província Paraná-Etendeka, sendo mais abundantes os que apresentam teores de TiO_2 entre 2% e 3 %, ocorrendo também diques com $TiO_2 < 2%$ (Marques e Ernesto, 2004).

Com base em dados petrológicos e geoquímicos, incluindo isótopos de Sr-Nd, Renne *et al.* (1992) e Piccirillo *et al.* (1990) indicaram que os diques do Arco de Ponta Grossa seriam os prováveis alimentadores dos vulcanismo da parte norte da Província Paraná, e que estes são composicionalmente distintos do vulcanismo da região central e sul. Isto implica, também, que os basaltos do enxame seriam mais jovens que aqueles do derrame. Os dados paleomagnéticos obtidos por Raposo e Ernesto (1995) indicaram uma diferença entre os derrames e os diques de aproximadamente 8° , corroborando a hipótese de que os diques seriam mais jovens que os derrames.

O *trend* EW dos doleritos encontrados próximo ao Morro Vermelho em Angola poderiam representar a continuação do enxame de diques de Ponta Grossa na placa Africana (Piccirillo *et al.*, 1990)

Dados químicos e isotópicos revelaram que componentes astenosféricos não representam as principais fontes geradoras destes diques (Piccirillo *et al.*, 1990).

Em relação à idade destas intrusões, Pinesse (1989) encontrou idades K-Ar entre 144 Ma e 114 Ma. Já Regelous (1993) e Turner *et al.* (1994), usando o método Ar-Ar encontraram idades de $134,1 \pm 3$ e $130,4 \pm 2,9$ Ma.

3.3. O Enxame de Diques de Florianópolis

O enxame de diques de Florianópolis ocorre na Ilha de Santa Catarina e no litoral adjacente intrudindo gnaisses do embasamento Proterozóico. O Enxame é formado predominantemente por basaltos que ocorrem como diques com direções entre N20E a N65E, a espessura destes corpos varia entre 0,1 m e 70 m (Marques, *et al.*, 1993).

Os basaltos deste enxame podem ser divididos em dois grupos um com alto TiO_2 e outro com baixo TiO_2 , além de tipos mais evoluídos semelhantes ao magmatismo do tipo Palmas, intermediário a ácido, da Bacia do Paraná (Ernesto *et al.*, 1991; Marques, 2001).

Segundo Marques (2001), os diques de baixo TiO_2 são representados por basaltos toleíticos, andesi-basaltos toleíticos e andesitos toleíticos e seriam mais primitivos se comparados aos derrames de baixo titânio na região sul da Província do Paraná. Já os diques de alto TiO_2 são representados por latiandesitos, latibasaltos e latitos e correlacionáveis aos basaltos de alto TiO_2 da porção sul da Bacia do Paraná, tendo sido encontrado um grupo quimicamente semelhante aos basaltos de alto TiO_2 da porção norte.

A idade deste magmatismo varia entre 119 Ma a 128 Ma, podendo o conjunto ser separado em duas modas distintas: a primeira com o conjunto de idades entre 119-122 Ma e a segunda com o conjunto de idades entre 126-128 Ma (Raposo *et al.*, 1998).

Marques *et al.* (2003) sugeriram que o envolvimento de um componente mantélico altamente enriquecido em Pb radiogênico (tipo HIMU) seria responsável pela gênese dos magmas de alto TiO_2 .

3.4. O Enxame de Diques da Serra do Mar

O enxame de diques da Serra do Mar (Figura 2.1) ocorre na região litorânea dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo, além da região do Vale do Rio Paraíba do Sul (Garda, 1995, Regelous, 1993, Valente, 1997, Guedes, 2001, Corval, 2005) intrudindo rochas do embasamento pré-cambriano no Segmento Central da Faixa Ribeira. É formado por diques que tem direção preferencial para NE, ocorrendo localmente corpos com direção NS e NNW (Guedes *et al.*, 2005), e subordinadamente por sills.

Os litotipos encontrados variam entre básicos e intermediários, sendo os basaltos mais comuns. Dados petrográficos e litogeoquímicos mostram que estes diques apresentam um caráter transicional com afinidade toleítica (Valente, 1997; Guedes, 2001). Assim como na Província Magmática do Paraná é possível subdividi-los em tipos de alto e baixo TiO_2 , sendo os de alto TiO_2 predominantes.

Marques e Ernesto (2004) subdividiram os diques de alto TiO_2 do Enxame em três grupos, baseados nas suas características geoquímicas. O primeiro, e mais abundante corresponde a cerca de 42% das rochas encontradas tem características semelhantes aos derrames de alto TiO_2 que ocorrem na porção norte da Província do Paraná; o segundo, corresponde a 15% dos diques encontrados e são similares aos derrames de alto TiO_2 da porção sul do Paraná; o terceiro grupo, que corresponde a 28 %, tem características distintas com $Sr > 550$ ppm, $Ti/Y < 500$ além de conteúdos mais altos de SiO_2 , K_2O e P_2O_5 e mais baixo de FeO , se comparados com os derrames e diques dos outros dois grupos. O terceiro grupo se destaca também por ter concentrações mais elevadas de elementos traços incompatíveis. Os autores sugerem que os diques deste terceiro grupo podem representar uma variedade contaminada dos derrames de alto TiO_2 da porção sul do Paraná.

Para a região litorânea de São Paulo, Regelous (1993) definiu dois diferentes grupos de magmas denominados de Paraíba e Ubatuba. Os toleitos do tipo Paraíba são aqueles que apresentam teores de titânio entre 3,2-4,1 (% peso) e os do tipo Ubatuba são aqueles cujo teores de titânio está entre 2,2-

2,6 (% peso). Este autor concluiu sobre a possibilidade de que estes diques terem sido os alimentadores de parte dos derrames encontrados em Angola. Garda e Schorder (1994) descreveram estes diques como sendo formados por basaltos, traquibasaltos e traquiandesitos.

Na área do Estado do Rio de Janeiro o enxame de diques é formado por dois grupos um com alto teor de TiO_2 (Valente *et al.*, 1998) e outro com baixo teor de TiO_2 . O grupo de alto titânio é enriquecido em elementos terras raras leves (ETRL), associado à acentuada anomalia negativa de nióbio, podendo ser este um dos indicativos de contaminação crustal para estes diques (Valente, 1997, Guedes, 2001).

Dados litogeoquímicos para as suítes de alto TiO_2 no Estado indicaram que estas evoluíram por processos de AFC (*assimilation and fractional cristalization*) com diferentes graus de contaminação (Corval, 2005). Exceção deve ser feita para a parte da suíte localizada na região de Resende, que evoluiu por processos de cristalização fracionada (Guedes, 2001).

Os tipos de baixo TiO_2 ocorrem principalmente na região de Serrana e na região litorânea norte do Estado (Ludka *et al.*, 1996, Corval, 2005).

Dados geocronológicos indicam idade de ca. 132 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ em rocha total; Hawkesworth *et al.*, 1992) para este enxame, porém idades mais antigas em torno de 160-192 Ma (K-Ar, plagioclásio) também tem sido encontradas (Guedes *et al.*, 2005).

3.4.1. Trabalhos anteriores no Enxame de Diques da Serra do Mar

O Enxame de Diques da Serra do Mar tem sido intensamente estudado nos últimos anos. Diversos trabalhos relacionando a cartografia destes diques e a sua petrografia foram produzidos durante as décadas de 70 e 80.

A partir dos anos 90, os trabalhos passaram a focar além da cartografia e da petrografia, a petrogênese e idade destes corpos (Garda, 1995; Valente, 1997; Guedes, 2001; Corval, 2005).

No Estado de São Paulo, os primeiros trabalhos envolvendo a cartografia destes corpos foi realizado por Damasceno (1966), caracterizando o enxame de diques como sendo formado por basaltos toleíticos e diques de

rocha alcalina (lamprófiros, fonólitos, etc). O enxame apresenta direção NE concordantes com a estruturação do embasamento pré-cambriano (Almeida, 1986).

Garda e Schorcher (1994) descreveram na região litorânea de São Paulo a ocorrência de diques máficos e ultramáficos com predomínio de basaltos, traquibasaltos, e traquiandesitos basálticos, com variações granulométricas da borda para o centro.

Marques (2001), detalhou os diques situados na região entre a Ilha de São Sebastião (SP) e cidade de São Sebastião da Paraíba (RJ). Os diques desta área apresentam um *trend* estrutural N50-65E, com texturas variando desde afaníticas a faneríticas.

Os diques foram divididos em 3 grupos baseados no conteúdo de titânio, o primeiro com TiO₂ superior a 3% de peso (sendo que este grupo representa cerca de 85 % dos diques amostrados), o segundo com teores entre 2-3% de peso e o terceiro com teores ≤ 2% de peso. O grupo de baixo TiO₂ é enriquecido em elementos terras raras leves e anomalias negativas de nióbio, sendo que o provável processo evolutivo para esta suíte foi a cristalização fracionada. Comparações com os derrames de baixo TiO₂ do Paraná, sugerem que estes diques sofreram processos de contaminação crustal e que tem forte similaridade com os magmas do tipo Gramado.

Os diques de alto titânio, estudados pela referida autora, foram divididos em três grupos o primeiro semelhante ao magma do tipo Urubici, o segundo ao magma do tipo Pitanga, e o terceiro com características mistas envolvendo os tipos Urubici e Pitanga. O provável processo evolutivo para estes grupos é a cristalização fracionada com assimilação de material crustal.

As idades estimadas para a região litorânea do Estado de São Paulo situam-se no intervalo entre 133-130 Ma (Turner *et al.*, 1994). Para a região de Ubatuba foram encontradas idades mais antigas entre 206-211 Ma (K-Ar, rocha total, Minioli, 1977).

Um dos primeiros trabalhos na cartografia dos diques no Estado do Rio de Janeiro foi realizado por Moraes *et al.* (1935) e, posteriormente foi revisado por Barbosa (1958) e Helmbold (1967). O enxame de diques nesta região

apresenta direção NE (Valente, 1997, Corval, 2005) concordante com a estruturação do embasamento, sendo encontrados localmente corpos com direção predominante NW e NS (Guedes, 2001). São formados por basaltos, traquibasaltos e traquiandesitos, traquiandesitos basálticos com variações granulométricas da borda para o centro. Estes diques fazem parte de uma série transicional de afinidade toleítica.

Valente (1997) detalhou a ocorrência dos toleítos do município do Rio de Janeiro, abordando sua evolução petrogenética. Os diques do município possuem quartzo e hiperstênio normativos, tendo como processo evolutivo a AFC.

Ferrari (1990) abordou a ocorrência do enxame na região sul do *Rifte* da Guanabara, sendo esta área formada por basaltos toleíticos com direção NE no município de Niterói e ENE no Município do Rio de Janeiro.

Guedes (2001) estudou a ocorrência do enxame na região do embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda. Nesta região o enxame apresenta direções variando entre NW, NS e NNE, sendo formado por basaltos toleíticos com alto TiO_2 (teores > 3,5% de peso). Foi relatada a presença de três suítes de alto titânio distintas com base nas razões $(La/Yb)_n$. As idades encontradas para esta região do enxame variam entre 192 – 120 Ma. Este intervalo de idades tão variado pode indicar a ocorrência de mais de um pulso magmático para esta área e que estas idades mais antigas podem ser um indicativo de que processos distensionais já atuavam na região antes da quebra do Gondwana.

Para a Região Serrana do Estado, Conceição *et al.* (1997 e 1998) estudaram a ocorrência de diques básicos, próximo a cidade de Carmo. Estes diques apresentam direção N50E para os corpos com maiores espessuras e direção N30W para os corpos com menores espessuras. São constituídos por basaltos toleíticos e andesitos com teor de TiO_2 maior que 3,0% peso. Idades K-Ar em rocha total indicam idade de ca. 141 Ma para um dique com textura gabróica e de ca. 126 Ma para um dique de textura vítrea.

Também na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Ludka *et al.* (1996) estudaram vários corpos de rochas básicas alinhados na direção

NE/SW em Lumiar, Nova Friburgo. Estes corpos exibem textura ofítica e dois tipos de piroxênios (augita e pigeonita). Quimicamente são classificados como basaltos e basaltos andesíticos. A maioria destes corpos tem afinidade com os basaltos do tipo Paranapanema da Bacia do Paraná, com teores médios de TiO_2 , e dois deles têm afinidades com basaltos do tipo Pitanga. Os elementos ETR corroboram estas observações, pois os padrões são semelhantes aos dos tipos Pitanga e Paranapanema. Já Corval (2005) descreveu para parte da região Serrana a ocorrência de uma suíte de baixo TiO_2 , que evoluiu por um processo de cristalização fracionada com mudança de assembléia fracionante. Segundo o autor, as razões La/Yb são um indicativo de pelo menos uma contribuição do manto litosférico subcontinental na geração dos basaltos desta suíte.

Dutra *et al* (2005) trabalharam com os diques da região dos Lagos, sendo estes formados por duas suíte de baixo TiO_2 . Ambas pertencem a uma série sub-alcalina de afinidade toleítica. Modelos evolutivos propostos indicam que a suíte Búzios evoluiu por um processo de AFC (*assimilation and fractional cristalization*) com mudança de assembléia fracionante, indicando a contribuição de pelo menos uma fonte do manto litosférico subcontinental. Esta suíte apresenta correlações com os magmas do tipo Esmeralda.

Bennio *et al*. (2003) estudaram o enxame de diques na região de Arraial do Cabo, RJ. Os diques desta região são de basaltos e basaltos andesíticos que pertencem a uma série sub alcalina toleítica com baixo TiO_2 . As idades encontradas são de aproximadamente 55 Ma, semelhantes as dos diques alcalinos encontrados na mesma região.

Valente *et al* (2005) dividiram o enxame na região do Estado do Rio de Janeiro, baseados em dados da literatura, em duas suítes, uma de baixo e outra de alto titânio. A suíte de alto titânio ocorre na região na porção ocidental do enxame, em parte da região serrana e em parte do município do Rio de Janeiro. A suíte de baixo titânio, ocorre na região Serrana e na região de Búzios.

Corval (2005) apresentou um modelo de fusão parcial em equilíbrio modal para estudar as prováveis fontes das diferentes suítes de alto TiO_2 ,

revelando que os basaltos devem ter sido gerados com uma forte contribuição de fontes mantélicas litosféricas subcontinentais distintas.

3.5. O magmatismo nas bacias sedimentares marginais.

Nas bacias sedimentares da margem continental o magmatismo toleítico foi registrado na forma de diques, derrames e soleiras e também como altos estruturais.

Este magmatismo toleítico é associado ao processo de rifteamento do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. A propagação do processo de rifteamento ocorreu de sul para norte (Conceição *et al.* 1988). O processo se iniciou no sul da África do Sul entre 220-200 Ma propagou-se para a margem Argentina há aproximadamente 170 Ma e se expandiu para o sul do Brasil na região de Florianópolis há 140 Ma (Peate, 1997).

A idade do magmatismo toleítico nas bacias sedimentares Mesozóicas da região sudeste foi estimada entre 138 -105 Ma (K-Ar, Fodor e Veter, 1984). Os *Seaward dipping and reflectors* (camadas mergulhando para o mar) que foram interpretados na região das Bacias de Campos e Santos, provavelmente se desenvolveram no intervalo de 120-110 Ma conforme interpretação simoestratigráfica efetuada por Mohriak *et al.* (2003). A ocorrência destas rochas vulcânicas seria responsável por uma barreira que separaria as bacias evaporíticas do Brasil e da África (Cainelli e Mohriak, 1999).

Na porção submersa da Bacia de Pelotas são encontrados *seaward dipping and reflections* recobertos por uma grande espessura de sedimentos (Mizusaki e Thomaz filho, 2004). Estes basaltos apresentam textura porfirítica a afanítica.

Lobo (2000) descreveu para os basaltos de Pelotas a ocorrência de uma suíte de alto TiO₂ e outra de baixo TiO₂ que poderiam ser correlacionadas ao magmatismo de alto e baixo TiO₂ da Bacia do Paraná. A idade destas rochas em 124 ± 8,6 Ma, obtidas por Dias *et al.* (1994) corroboram estes dados. Segundo Misuzaki *et al.* (1992) a fonte das suítes de alto TiO₂ seria do tipo enriquecida e teria pelo menos uma contribuição litosférica.

Na Bacia de Campos o magmatismo se manifesta como derrames de basaltos toleíticos intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares chamados de Formação Cabiúnas (Dias *et al.*, 1994). Os basaltos apresentam espessuras médias de 600 metros. As idades propostas para o magmatismo na Bacia de Campos estão entre $122 \pm$ Ma e 134 ± 4 Ma (K-Ar, Mizusaki, 1986).

Mizusaki (1986) estudou os derrames de rochas vulcânicas na Bacia de Campos com base em análises petrográficas e litogeoquímicas. Os derrames nesta bacia são formados por basaltos toleíticos, traquibasaltos, traquiandesitos basálticos e andesito basáltico. Mizusaki *et al.* (1998), estudando amostras de basaltos toleíticos dos poços de Linguado, Badejo e Pampo, encontraram basaltos com vesículas e, utilizando a classificação para rochas vulcanoclásticas, os separaram em três grupos: autoclásticos (ou brecha de fricção) que retratam um vulcanismo do tipo subaquoso; piroclásticos; e epiclásticos. Estes autores concluíram que os processos sedimentares ocorreram de maneira concomitante com os processos vulcânicos. Foi proposto um modelo de vulcanismo fissural com fases subaéreas e fases subaquosas rasas.

Posteriormente, Mizusaki (1991) indicou que os basaltos toleíticos da bacia de Campos assemelham-se aos basaltos da porção da Província Magmática do Paraná, com baixos teores de TiO_2 . Lobo *et al.* (1999) definiram que a Formação Cabiúnas teria como provável processo evolutivo a AFC (*assimilation and fractional cristalization*).

A comparação efetuada por Lobo *et al.* (1999) entre os basaltos da Formação Cabiúnas e os diques da Serra do Mar descritos por Valente (1997) indicou que apesar do processo evolutivo para as diferentes suítes ser semelhantes, isto é, ambas terem evoluído por processos de AFC, provavelmente as câmaras magmáticas geradoras destas rochas estavam situadas em níveis crustais distintos.

O estudo comparativo efetuado para as suítes basálticas toleíticas das bacias de Campos, Pelotas e Paraná, realizado por Lobo (2000), indicou que a suíte de baixo TiO_2 de Campos tem afinidade com a suíte de baixo TiO_2 do tipo Esmeralda da Bacia do Paraná, enquanto que a suíte de baixo TiO_2 de Pelotas

tem afinidade com as de baixo TiO_2 do tipo Gramado. As razões isotópicas Sr-Nd muito distintas entre os tipos Gramado e Esmeralda (Peate *et al.*, 1992) suportaram a diferença de fontes de baixo TiO_2 de Pelotas propostas nos modelamentos apresentados por Lobo (2000). Para a suíte de alto TiO_2 de Pelotas a autora apontou afinidade com o tipo Pitanga.

O modelo petrogenético elaborado por Misuzaki *et al.* (1992) para a Bacia de Campos propõe que a fonte geradora do vulcanismo foi predominantemente astenosférica sem contribuição substancial da litosfera e possivelmente do tipo pluma.

Na Bacia de Santos a ocorrência do magmatismo toleítico está relacionada a Formação Camboriú. Esta formação é constituída de basaltos de textura ofítica, compostos principalmente por plagioclásio e augita, sendo correlacionáveis aos basaltos das formações Cabiúnas e Imbituba. Pereira e Feijó (1994) observaram em linhas sísmicas a grande continuidade lateral destes derrames na bacia. Segundo Fodor *et al* (1983) os basaltos de Santos apresentam idades entre 138-104 Ma. Já Mizusaki e Thomaz Filho (1987), por meio de datações pelo método K-Ar, indicaram uma idade de 124 ± 8.6 Ma para este derrame e admitiram que este episódio magmático poderia ser síncrono ao magmatismo toleítico da Província Magmática do Paraná.

A Formação Cabiúnas ocorre na porção terrestre da Bacia do Espírito Santo e tem provável continuidade na área oceânica, já que foram encontradas rochas vulcânicas em poços perfurados para a exploração de hidrocarbonetos. Apresenta idades de 132 ± 3 Ma (Mizusaki e Thomaz Filho, 2004).

Os Altos Estruturais de Florianópolis e Cabo Frio que definem respectivamente os limites entre as bacias de Pelotas e Santos e Santos e Campos são caracterizados pela ocorrência de derrames associados as rochas vulcano-sedimentares, sendo a seqüência inferior destes correlacionados ao magmatismo Serra Geral. No Alto de Florianópolis amostras de traquiandesitos foram datadas em $113 \pm 0,1$ Ma por Dias *et al.* (1994) que denominaram de Formação Curumim este evento distinto.